



Inês Alexandra Costa Marques

Licenciada em Engenharia Geológica

**Reservatórios turbidíticos – simulação da morfologia
por estatísticas multiponto e avaliação das propriedades
petrofísicas**

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Geológica (Georrecursos)

Orientador: Doutor José António de Almeida, Prof. Associado – FCT/UNL

Co-orientador: Doutor Paulo Alexandre Rodrigues Roque Legoinha, Prof. Auxiliar – FCT/UNL

Júri:

Presidente: Prof. Doutor José Carlos Ribeiro Kullberg

Arguente: Doutora Maria Helena da Silva Caetano Caeiro

Vogal: Prof. Doutor José António de Almeida



FACULDADE DE
CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Setembro 2015

Reservatórios turbidíticos – simulação da morfologia por estatísticas multiponto e avaliação das propriedades petrofísicas

“© Copyright” Inês Alexandra Costa Marques, FCT/UNL e UNL.

A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

AGRADECIMENTOS

A finalização desta dissertação representa, para mim, a conclusão de uma importante etapa que não seria possível atingir sem o contributo de várias pessoas nos mais diversos contextos.

Em primeiro lugar, quero deixar um enorme agradecimento ao meu orientador, o Professor Doutor José António de Almeida, pelo privilégio de desenvolver a minha dissertação sob a sua orientação e me ter proporcionado a oportunidade de desenvolver a tese de mestrado acerca deste tema tão cativante. A sua infindável paciência para responder às minhas dúvidas quantas vezes fossem necessárias, as suas sugestões e a sua grande dedicação e entusiasmo foram fenomenais e bastante importantes para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Professor Doutor Paulo Legoinha, quero expressar o meu agradecimento pela disponibilidade que demonstrou na coorientação, pelas revisões e sugestões que contribuíram para o aperfeiçoamento deste trabalho.

A todos os docentes que me acompanharam ao longo do meu percurso académico e contribuíram para a minha formação da melhor forma possível.

À *Partex Oil and Gas Group*, nas pessoas do Engenheiro Luís Guerreiro e da Engenheira Helena Caeiro, pelo fornecimento de imagens de sísmica 3D, pela disponibilidade em responder às minhas variadas dúvidas e pela possibilidade de me deslocar às instalações quando precisei.

À *Midland Valley* que tem em vigor um protocolo de utilização educacional com a FCT Universidade NOVA de Lisboa para o *software Move®*.

À minha família pelo apoio, preocupação e motivação constantes. À minha mãe, que é para mim um exemplo a seguir em termos de esforço, dedicação e coragem, mas também de paciência e calma. Agradeço o apoio constante, as conversas motivadoras e os conselhos de “Agora descansa! Isso por hoje chega...”. Ao meu irmão, pelas brincadeiras, pela cumplicidade e pelos breves momentos de retorno à infância que me proporciona. Ao meu pai que, mesmo noutro continente, nunca deixou de me apoiar.

Ao João, por ser quem é e ter o significado que tem. Agradeço por ser a pessoa mais incrível, bondosa e terna que conheço. Agradeço pela paciência, pelo companheirismo, pela dedicação, pela motivação constante ao longo destes anos, sobretudo nesta etapa final.

A todos os meus amigos e colegas que sempre me acompanharam. À Inês, ao Duarte, ao Miguel, ao Mário, à Lúcia, ao Diogo, ao Gonçalo e ao Joel pela amizade e boa-disposição. Pelo apoio e conversas motivadoras ao longo do desenvolvimento do trabalho. Pela partilha de momentos inesquecíveis ao longo do nosso percurso académico que proporcionaram e ainda hoje proporcionam boas gargalhadas. Um agradecimento especial ao Gonçalo pelas boleias! Ao Sérgio, à Marije, ao Cláudio, à Débora, à Ana Vitória, ao Jota e à Cátia pela forte amizade e companheirismo criados ao longo dos anos. O

nosso apoio mútuo, conversas menos ou mais sérias, os risos e os momentos de descontração foram muito importantes para mim durante o desenvolvimento da tese. Ao Ricardo, pela companhia e gargalhadas por vezes até horas tardias.

À Kiara, pelas longas horas de companhia e momentos de brincadeira.

RESUMO

Esta dissertação apresenta uma metodologia original para simular a morfologia e as propriedades petrofísicas de reservatórios de hidrocarbonetos em sistemas de canais turbidíticos. Estes sistemas são constituídos por complexos, ou seja, conjuntos de canais de arquitetura meandriforme, e são considerados importantes alvos para a indústria petrolífera.

A simulação da morfologia divide-se em duas partes, primeiramente é simulada a trajetória do complexo e depois são simuladas as trajetórias dos canais propriamente ditos condicionadas à trajetória do complexo. O algoritmo de simulação utiliza as classes de ângulos azimutais de linhas poligonais de treino como uma variável aleatória. As trajetórias são simuladas também como linhas poligonais, condicionais a estatísticas multiponto das trajetórias de treino e a pontos de controlo. As estatísticas multiponto são organizadas em árvore, que guarda sequências de classes de orientação que ocorrem na trajetória de treino e as respectivas probabilidades de ocorrência.

Para avaliar as propriedades petrofísicas, o modelo morfológico das trajetórias é convertido para uma malha de blocos de alta resolução, identificando-se, em cada bloco, a fácies preponderante de acordo com um modelo conceptual de zonamento da secção dos canais. A conversão prioriza os canais mais recentes (do topo) sobre os mais antigos (da base). A cada fácies é associada uma lei de distribuição da porosidade e permeabilidade, assim são geradas imagens destas propriedades petrofísicas por Simulação Sequencial Direta com histogramas locais. Finalmente, o número de blocos da malha é reduzido por *upscaling* e as simulações são ordenadas para poderem ser utilizadas nos simuladores de fluxo.

Para ilustrar a metodologia, utilizaram-se imagens de sísmica 3D de um reservatório turbidítico na Bacia do Baixo Congo para extrair leis de distribuição das dimensões dos canais e trajetórias de treino. Os resultados representam corretamente a arquitetura complexa destes sistemas.

Palavras-chave: canais turbidíticos; simulação por objetos; estatísticas multiponto de classes de azimutes; Simulação Sequencial Direta com histogramas locais; avaliação da porosidade e permeabilidade; Bacia do Baixo Congo.

ABSTRACT

This dissertation presents an original methodology to simulate the morphology and the pretrophysical properties of hydrocarbon reservoirs in turbidite channel systems. These systems are constituted by complexes, which are sets of channels with meander architecture, and they are important targets for the oil industry.

The simulation of the morphology can be divided into two stages, first, it proceeds to the simulation of the channel complex pathline and then it proceeds to the simulation of the channels centerlines conditional to the pathline of the complex. The proposed algorithm uses classes of azimuth angles of polygonal lines as a random variable for simulation. The trajectories of the complex and the channels are both simulated as polygonal lines conditional to multipoint statistics of the training trajectories and control points. Multipoint statistics of all the sequences of azimuth classes found in the training trajectory with the probabilities of occurrence are stored in a search tree.

To evaluate the pretrophysical properties, the vector model of the trajectories is intersected by a high resolution grid of blocks, identifying in each block the predominant facies, according with a conceptual model of zoning of the section of the channels. This conversion gives priority to the most recent channels (at the top of the reservoir) over the oldest ones (at the bottom of the reservoir). Each facies has a probability distribution function for porosity and another for permeability, thus the images of these pretrophysical properties are generated by Direct Sequential Simulation with local histograms. Finally, this evaluation grid of blocks is upscaled and ranked to be used in a flow simulator.

In order to illustrate the methodology it is presented a case study using 3D seismic images of a turbidite reservoir in the Lower Congo Basin to extract distribution functions of the dimensions of the channels and the training trajectories. The results correctly represent the complex architecture of these systems.

Key-words: turbidite channels; object-based simulation; multipoint statistics of classes of azimuth; Direct Sequential Simulation with local histograms; evaluation of the porosity and permeability; Lower Congo Basin.

ÍNDICE DE MATÉRIAS

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Enquadramento e objetivos do estudo.....	1
1.2	Organização do trabalho.....	2
2.	RESERVATÓRIOS TURBIDÍTICOS.....	3
2.1	Origem e desenvolvimento do conceito	4
2.2	Processos em águas profundas	5
2.2.1	Processos sedimentares gravíticos.....	5
2.2.2	Correntes turbidíticas	7
2.2.3	Transformações de fluxos	9
2.3	Turbiditos	10
2.3.1	Modelos de fácies	11
2.4	Leques submarinos	13
2.4.1	Elementos arquiteturais dos leques submarinos	14
2.4.2	Sistemas de leques submarinos	14
2.5	Canais turbidíticos.....	20
2.5.1	Padrão hierárquico.....	21
2.5.2	Padrões de fácies	22
2.5.3	Ciclos de aceleração-desaceleração (<i>Waxing-waning cycles</i>).....	23
2.5.4	Sinuosidade dos canais.....	24
3.	MÉTODOS	27
3.1	Estado da arte	27
3.2	Metodologia.....	30
3.3	Geração do modelo morfológico	33

3.3.1	Informação de partida.....	33
3.3.2	Simulação das trajetórias dos complexos	34
3.3.3	Modelo morfológico dos canais turbidíticos	39
3.4	Geração do modelo de fácies.....	40
3.5	Geração de imagens das propriedades petrofísicas e <i>upscaling</i>	41
3.5.1	Informação de partida.....	42
3.5.2	Simulação e <i>upscaling</i> da porosidade.....	42
3.5.3	Simulação e <i>upscaling</i> da permeabilidade	43
4.	ÁREA DE ESTUDO.....	45
4.1	Enquadramento geográfico.....	45
4.2	Enquadramento geológico e principais unidades litoestratigráficas.....	46
4.3	Enquadramento tectónico e estrutural	50
4.4	Sistema petrolífero	56
4.5	Canais turbidíticos do leque submarino	56
5.	CASO DE ESTUDO.....	61
5.1	Informações de partida	61
5.1.1	Imagens de treino e pontos de controlo	61
5.1.2	Definição das malhas de blocos	61
5.1.3	Geração dos valores largura e espessura dos canais turbidíticos.....	65
5.1.4	Modelo conceptual de distribuição de fácies na secção do canal e leis de distribuição das propriedades petrofísicas das fácies	66
5.2	Simulações de teste	67
5.2.1	Simulação da trajetória do complexo de canais sem condicionamento a pontos de controlo	68
5.2.2	Simulação da trajetória do complexo de canais com condicionamento a pontos de controlo	70
5.2.3	Análise quantitativa dos desvios entre os ângulos azimutais das imagens de treino e das simulações	71

5.2.4	Simulação da linha central dos canais turbidíticos	75
5.3	Simulação da morfologia dos canais e distribuição das fácies no reservatório	78
5.4	Simulação da porosidade e permeabilidade condicionais às imagens de fácies e <i>upscaling</i> para a malha de simulação de fluxo	84
5.5	Ordenação das realizações em termos do potencial de hidrocarbonetos	89
5.6	Discussão.....	95
5.6.1	Informações de partida	95
5.6.2	Simulações de teste	96
5.6.3	Simulação da morfologia dos canais e distribuição das fácies no reservatório	97
5.6.4	Avaliação da porosidade e da permeabilidade	98
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	101
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
ANEXO I: Suporte Teórico dos Métodos Geoestatísticos Utilizados		109

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1- Mapa das principais áreas com a presença de turbiditos e sistemas associados (assinaladas a preto) (retirado de Stow e Mayall, 2000).....	3
Figura 2.2- Fluxos sedimentares gravíticos com os modos dominantes de suporte dos clastos (adaptado de Reading, 1996).	6
Figura 2.3- Gráficos esquemáticos de tensão de corte aplicada (τ) versus a deformação (du/dy) para fluxos com comportamentos reológicos diferentes (adaptado de Reading, 1996).	7
Figura 2.4- Perfil esquemático de um fluxo de densidade estratificado que mostra uma corrente turbidítica na parte superior e uma camada basal de fluxo de grãos laminar (adaptado de Shanmugam, 2002).....	8
Figura 2.5- Tipos de transformação dos fluxos: 1 – Corporal: transição de fluxo laminar para turbulento sem alterações significativas no conteúdo. 2 – Gravitacional: transformação de fluxo turbulento para bipartido por ação da gravidade. 3 – Superficial: diluição com o meio leva à separação do fluxo numa base laminar e num topo e “nariz” turbulento. 4 – Elutriacional: elutriação das partículas por movimento ascendente do fluido, produzindo uma camada superior mais diluída e turbulenta (adaptado de Shanmugam, 2000).	10
Figura 2.6- Modelo vertical de fácies para um depósito turbidítico de acordo com Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 2000).	11
Figura 2.7- Modelos verticais de fácies para (1) turbiditos de granulometria grosseira (Lowe, 1982), (2) turbiditos clássicos (Sequência de Bouma) e (3) turbiditos de granulometria fina (Stow e Shanmugam, 1982) (adaptado de Shanmugam, 2000).	12
Figura 2.8- Diagrama esquemático apresentando as divisões turbidíticas desde turbiditos de granulometria grosseira até aos turbiditos de granulometria fina. É esperado um total de dezasseis divisões para um depósito turbidítico ideal, contudo não está documentado nenhum depósito do género (adaptado de Shanmugam, 2000).	13
Figura 2.9- Modelo deposicional para leques ricos em cascalho (adaptado de Richards et al., 1998)...	16
Figura 2.10- Modelo deposicional para leques ricos em areia (adaptado de Richards et al., 1998).....	17
Figura 2.11- Modelo deposicional para leques mistos de areia e argila (adaptado de Richards et al., 1998).....	18
Figura 2.12- Modelo deposicional para leques ricos em argila (adaptado de Richards et al., 1998).	19

Figura 2.13- Elementos arquiteturais dos leques submarinos de acordo com a granulometria dominante (adaptado de Nichols, 2009).....	20
Figura 2.14- Cortes transversais das três classes de canais: (a) os que são produtos da erosão submarina do fundo marinho; (b) os que são produtos de processos erosivos e deposicionais; (c) os que são produtos da deposição de motas marginais (adaptado de Weimer e Slatt, 2004).	21
Figura 2.15- Sistema hierárquico dos canais (adaptado de Weimer e Slatt, 2004).	22
Figura 2.16- Representação esquemática das fácies de um canal individual. Amarelo: sedimentos arenosos; Verde: sedimentos ricos em argila; Castanho: sedimentos ricos em clastos de argila; Cinzento: sedimentos pré-existentis (adaptado de McHargue et al., 2011).....	23
Figura 2.17- Padrões de empilhamento de canais (adaptado de Kolla et al., 2007).....	24
Figura 2.18- Diagrama triangular que mostra como diferentes processos, nomeadamente, erosão, desvio e deposição resulta em migração lateral, migração lateral e agração vertical e, agração vertical (adaptado de Kolla et al., 2007).....	25
Figura 3.1- Etapas da metodologia adotada para o presente estudo.....	32
Figura 3.2- Exemplo de estabelecimento de 18 classes de azimutes com intervalos de 20° cada.....	34
Figura 3.3- Esquema simplificado da correção da trajetória do complexo de canais por pontos de controlo: I) trajetória simulada sem correção e pontos de controlo estabelecidos; II) o primeiro ponto da trajetória é deslocado para a proximidade do primeiro ponto de controlo; III) rotação para o segundo ponto de controlo; IV) rotação para o terceiro ponto de controlo; V) rotação para o quarto ponto de controlo, ditando o fim da trajetória.	38
Figura 3.4- Distâncias de tolerância a partir dos vértices da trajetória do complexo, definindo as secções de simulação dos canais individuais.....	39
Figura 3.5- a) Modelo conceptual considerado para a distribuição de fácies na secção de um canal (retirado de Quininha, 2015); b) modelo conceptual da distribuição de fácies na secção do canal utilizado neste trabalho já em modo matricial.....	40
Figura 3.6- Sistemas heterogéneos utilizados para demonstrar a determinação de médias para a permeabilidade equivalente em sistemas homogéneos: a) camadas paralelas verticais; b) camadas paralelas horizontais (adaptado de Archer e Wall, 1986).....	42
Figura 3.7- Processo de <i>upscaling</i> da malha de blocos de maior resolução para a malha de blocos de menor resolução. Através deste processo, conjuntos de blocos da malha de maior resolução são convertidos em um só bloco da malha de menor resolução.	43
Figura 4.1- Localização geográfica da Bacia do Baixo Congo, entre a Bacia de Gabão e a Bacia do Kwanza (Anderson et al., 2000).	45

Figura 4.2- Localização do sistema sedimentar do Congo (Savoye et al., 2009).....	46
Figura 4.3- Mapas paleogeográficos da separação entre o continente Africano e a América do Sul durante o Cretácico (adaptado de Beglinger et al., 2012).	48
Figura 4.4- Coluna cronostratigráfica da Bacia do Baixo Congo (adaptado de Brownfield e Charpentier, 2006).....	49
Figura 4.5- Modelo geodinâmico simplificado da evolução tectónica das margens das bacias do sul do oceano Atlântico (adaptado de Beglinger et al., 2012).	50
Figura 4.6- Mapa do <i>offshore</i> Angolano com os quatro principais domínios de deformação e a secção para o perfil da figura 4.7 (adaptado de Broucke et al. 2004).	52
Figura 4.7- Mapa do <i>offshore</i> Angolano com os quatro principais domínios de deformação e a secção para o perfil da figura 4.6 (adaptado de Broucke et al. 2004).	52
Figura 4.8- Princípio da tectónica <i>raft</i> . Os <i>pré-rafts</i> continuam em contacto enquanto que os <i>rafts</i> já não mantêm contacto. A base permanece imperturbada por falhas desde que a camada de sal atue como superfície de descolamento (adaptado de Duval et al., 1992).	53
Figura 4.9- Área de estudo de Valle et al. (2001) e divisão da área nos quatro principais domínios estruturais pós-rift (adaptado de Valle et al., 2001).	53
Figura 4.10- Evolução do leque submarino do Congo desde o Oligocénico e interação com o desenvolvimento da escarpa Angolana e a incisão do canhão submarino (adaptado de Anka et al., 2009).....	55
Figura 4.11- Modelo da distribuição de fácies do sistema turbidítico do Congo atual (adaptado de Anka e Séranne, 2004).	57
Figura 4.12- Extensão do leque mais antigo do Congo (Oligocénico-Miocénico) e do atual (adaptado de Labourdette et al., 2006).....	58
Figura 4.13- Modelo para a evolução cronostratigráfica das fácies do leque submarino do Congo. O sistema turbidítico ter-se-á iniciado no início do Oligocénico (adaptado de Anka e Séranne, 2004).	59
Figura 4.14- Modelo do início e evolução dos meandros dos canais submarinos do Congo (adaptado de Babonneau et al., 2010).	59
Figura 4.15- Modelo sedimentar conceptual da arquitetura formada por cinco ciclos sucessivos de preenchimento-incisão de canais individuais: (a) Padrão da migração lateral; (b) Padrão do empilhamento vertical (adaptado de Labourdette et al., 2006).	60
Figura 5.1 – a) Imagem de um horizonte de sísmica 3D utilizado para marcação dos pontos de controlo e para o desenho das linhas poligonais de treino; b) Imagem do horizonte de sísmica 3D com os pontos	

de controlo e as linhas poligonais desenhadas que representam o canal turbidítico e a trajetória de treino do complexo de canais; c) Destaque da trajetória de treino do complexo de canais; d) Destaque do canal turbidítico de treino.	62
Figura 5.2 – a) Ângulos azimutais da trajetória de treino do complexo; b) classes de azimutes, de 1 a 18, da trajetória de treino do complexo; c) resíduos calculados entre o ângulo azimutal da trajetória de treino e o ângulo médio da classe do complexo. Os resíduos seguem uma lei uniforme e não têm continuidade espacial.	63
Figura 5.3 – a) Ângulos azimutais da trajetória de treino do canal turbidítico; b) classes de azimutes, de 1 a 36, da trajetória de treino do canal turbidítico; c) resíduos calculados entre o ângulo azimutal da trajetória de treino e o ângulo médio da classe do canal turbidítico. Os resíduos seguem uma lei uniforme e não têm continuidade espacial.	64
Figura 5.4- Valores de espessura para os canais turbidíticos gerados por SSD condicionados a uma lei de distribuição uniforme no intervalo [13; 25m].....	65
Figura 5.5- Valores de largura para os canais turbidíticos, gerados por Co-SSD com correlação de 0,7 com a espessura e condicionados a uma lei de distribuição uniforme no intervalo [50; 150m].	65
Figura 5.6- Secção do complexo de canais onde é visível a linha central de um canal turbidítico com as secções e a respetiva atribuição de fácies de acordo com o posicionamento dos blocos relativamente à linha central.	66
Figura 5.7- Diagramas-de-caixa das cinco regiões do modelo conceptual construídos com base em 1000 valores simulados; a) porosidade; b) permeabilidade.....	67
Figura 5.8- Resultados da simulação da trajetória para <i>templates</i> com dimensões máximas de: a) 5 células; b) 10 células; c) 15 células.	68
Figura 5.9- Marcação de alguns padrões comuns entre a trajetória de treino e as duas simulações obtidas com o <i>template</i> máximo de a) 10 células; b) 15 células.	69
Figura 5.10- Simulações da trajetória com um <i>template</i> de dimensão máxima de 15 células, intervalo de ângulos azimutais de 20° e com distâncias de tolerância máximas relativamente aos pontos de controlo de 25m e 250m.	71
Figura 5.11- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com <i>templates</i> de 5, 10 e 15 células, considerando 18 classes de ângulos azimutais.	73
Figura 5.12- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com dimensões de intervalos de ângulos de 20°, 10° e 5°, com um <i>template</i> de dimensão máxima de 10 células.	74
Figura 5.13- Gráfico das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações com 36 classes de ângulos e com um <i>template</i> de dimensão máxima de 10 células.	75

Figura 5.14- Exemplos de 2 resultados da simulação de linhas centrais de canais turbidíticos para <i>templates</i> com as dimensões máximas de: a) 5 células; b) 10 células; c) 15 células.	75
Figura 5.15- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações para cada <i>template</i> de 5, 10, 15 e 20 células, considerando 18 classes de ângulos azimutais.	76
Figura 5.16- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com dimensões de intervalos de ângulos de 20°, 10° e 5°, com um <i>template</i> de dimensão máxima de 10 células.	77
Figura 5.17- Gráfico das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações com 36 classes de ângulos e com um <i>template</i> de dimensão máxima de 10 células.	78
Figura 5.18- Representação 3D de uma região do reservatório onde se observam as linhas centrais e as poligonais das secções espaçadas de 25 m de alguns dos 25 canais simulados.	79
Figura 5.19- Representação 3D de uma imagem de fácies (a fácies V foi excluída da visualização) obtida para uma realização de canais onde se observam a estrutura morfológica e o zonamento do modelo conceptual.....	80
Figura 5.20- Variação das proporções das fácies / regiões I, II, III, IV e V em função do número de canais simulados para uma realização escolhida ao acaso.	81
Figura 5.21- Imagens em planta (Z=25m) e numa secção transversal média do reservatório com a distribuição de fácies com: a) 5 canais; b) 10 canais; c) 15 canais; d) 20 canais; e) 25 canais.	82
Figura 5.22- Representação comparativa das proporções relativas de cada fácies por realização (de 1 a 30): a) fácies V; b) fácies I, II, III e IV e destaques.	83
Figura 5.23- Secção do reservatório da realização 7 de fácies do complexo I que demonstra como os canais foram gerados muito próximos entre si, levando ao aumento substancial da proporção da fácies I relativamente às restantes.....	84
Figura 5.24- Imagens em planta com a distribuição de a) fácies aos 25m de profundidade; b) imagem simulada da porosidade condicionada às fácies; c) imagem simulada da permeabilidade condicionada às fácies.	85
Figura 5.25- Imagens em planta dos canais na malha de simulação dinâmica com a distribuição de a) porosidade aos 25m de profundidade; b) permeabilidade componente K_x ; c) permeabilidade componente K_y ; d) permeabilidade componente K_z ; e) permeabilidade componente K_{xy} média; f) razão entre K_{xy} média e K_z	86
Figura 5.26- Representação 3D de uma realização de porosidade onde sucessivamente são aplicados os valores de corte de 5%, 15% e 25%.	87
Figura 5.27- Representação 3D de uma realização de permeabilidade onde sucessivamente são aplicados os valores de corte de 50 mD, 250 mD e 500 mD.....	87

Figura 5.28- Síntese de estatísticos básicos dos resultados: a) porosidade na malha de simulação geoestatística; b) permeabilidade na malha de simulação geoestatística; c) porosidade na malha de upscaling; d) K_{xy} na malha de upscaling; e) K_z na malha de upscaling; f) razão K_{xy}/K_z na malha de upscaling.....	88
Figura 5.29- Número de barris das reservas potenciais de petróleo, com a identificação dos cenários otimista (maiores reservas) e pessimista (menores reservas). As realizações 1 a 3 dizem respeito à primeira realização de fácies, as realizações 4 a 6 dizem respeito à segunda realização de fácies e assim por diante.....	91
Figura 5.30- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de fácies posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.	92
Figura 5.31- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de porosidade posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.	93
Figura 5.32- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de permeabilidade posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.....	94

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1- Exemplo de um extrato de um histograma multiponto de classes de azimuth para um <i>template</i> até 5 células.	36
Tabela 5.1- Média e desvio-padrão das leis de distribuição Gaussiana da porosidade e da permeabilidade para cada região do modelo conceptual de fácies.	67
Tabela 5.2- Valores adotados para a dimensão máxima do template e dimensão do intervalo das classes de ângulos azimutais como os mais adequados.....	78
Tabela 5.3- Frequência relativa das fácies de acordo com o número de canais turbidíticos simulados na região reservatório. O número de canais varia entre 5 e 25 com intervalos de 5.	80
Tabela 5.4- Proporções de cada fácies nas realizações selecionadas para cenário pessimista, médio e otimista.	91
Tabela 5.5- Número de blocos conectados do <i>geobody</i> principal, porosidade média e quantidade de barris produzidos em cada um dos cenários.	94

1. INTRODUÇÃO

1.1 ENQUADRAMENTO E OBJETIVOS DO ESTUDO

Os sistemas turbidíticos, compostos por complexos de canais submarinos sinuosos, são dos reservatórios siliciclásticos de hidrocarbonetos mais comuns em domínios de águas profundas, a profundidades superiores a 200m. Alguns fatores têm contribuído significativamente para a evolução do conhecimento acerca destes sistemas, destacando-se o crescente interesse das companhias petrolíferas em explorar estes domínios e a disponibilidade de dados sísmicos 3D de elevada qualidade (Shanmugam, 2000; Posamentier e Kolla, 2003; Labourdette et al., 2006).

A natureza detrítica e as dimensões dos canais de areia turbidíticos levam a que sejam considerados reservatórios de hidrocarbonetos bastante promissores. No entanto, apesar dos numerosos projetos desenvolvidos para compreender o seu comportamento e arquitetura sedimentar, a sua complexidade e heterogeneidade tridimensional originadas pelo traçado curvilíneo, a conectividade entre os canais e a interação entre as fácies, tornam a caracterização destes reservatórios num processo bastante desafiante (Caers et al., 2001; Babonneau et al., 2010; McHargue et al., 2011).

A construção de um modelo de um reservatório de hidrocarbonetos é sempre um projeto pluridisciplinar, que se inicia com o tratamento da informação sísmica e dados de poços (Alves et al., 2014). Segue-se a construção de um modelo morfológico, que inclui a definição de área do reservatório mais a distribuição espacial das fácies mais a caracterização espacial das propriedades petrofísicas das rochas (porosidade e a permeabilidade) condicionadas ao modelo de fácies. Estes modelos têm dois propósitos principais (Almeida, 1999): permitirem visualizar cenários da arquitetura interna dos reservatórios constituindo ferramentas de apoio à geologia e poderem ser utilizados nos simuladores de fluxo, providenciando a informação essencial para o cálculo das reservas, localização de poços e gestão temporal da produção.

Dada a importância dos reservatórios turbidíticos e a dificuldade associada à sua modelação, os métodos para a sua caracterização constituem uma área de investigação corrente. Por esse motivo, nesta dissertação é apresentada uma metodologia integrada para a modelação de canais turbidíticos que permite a obtenção do modelo morfológico que irá, posteriormente, condicionar a geração de modelos de porosidade e permeabilidade através da distribuição das fácies nos canais.

A simulação da morfologia e das fácies é realizada através de um algoritmo original de simulação estocástica por objetos, que recorre a estatísticas multiponto de classes de ângulos azimutais de imagens de treino. Uma vez que os canais turbidíticos geralmente se encontram agrupados em complexos, em primeiro lugar é simulada a trajetória do complexo e, só posteriormente, são simulados os canais turbidíticos condicionados à trajetória do complexo. Neste enquadramento destacam-se os trabalhos anteriores de Luis e Almeida (1997), Kuznetsova (2012) e Quininha (2015).

CAPÍTULO 1

Para a realização deste trabalho foi desenvolvida uma aplicação informática escrita em linguagem C com a designação de CHOMS v2.0 (segunda versão do código proposto por Quininha, 2015). A nova versão do algoritmo permite a simulação de canais de areia turbidíticos condicionados à trajetória de um complexo previamente simulado e a avaliação das fácies para a malha de blocos do reservatório. Entre outras inclusões que serão descritas ao longo deste trabalho, destaca-se a implementação de uma estrutura de dados de tipo “*search tree*” ou “árvore de busca” que permite o armazenamento e seleção dos histogramas multiponto de forma muito eficiente. Para a simulação da porosidade e permeabilidade condicionadas às fácies foi utilizada uma versão adaptada da Simulação Sequencial Direta (SSD) (proposta por Soares, 2001 e com a paralelização do código por Nunes e Almeida, 2010) que tem em conta histogramas locais das variáveis ao invés de um histograma global. Para as representações 3D, vetoriais e matriciais, foi utilizado o *software* Move®.

Para demonstrar que a nova versão do algoritmo multiponto já está em condições de eficiência computacional de poder ser utilizado à dimensão de reservatórios reais, foram utilizadas imagens de geofísica de um reservatório na Bacia do Baixo Congo para extrair dimensões, tendo sido geradas imagens de fácies, porosidade e permeabilidade com a dimensão deste reservatório.

1.2 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

A dissertação encontra-se dividida em sete capítulos. O primeiro capítulo, “Introdução”, consiste no enquadramento geral da tese, nas motivações que levaram ao seu desenvolvimento e os objetivos a atingir. No capítulo dois, “Reservatórios turbidíticos”, é apresentado um enquadramento geológico e genético dos reservatórios turbidíticos. No terceiro capítulo, “Métodos”, apresenta-se o estado da arte e a metodologia utilizada para o desenvolvimento do trabalho, tanto para a geração do modelo morfológico dos canais turbidíticos como para a atribuição das propriedades petrofísicas principais (porosidade e permeabilidade) na malha de blocos do reservatório.

O enquadramento, unidades litoestratigráficas e descrição do sistema petrolífero e dos canais turbidíticos da área de estudo são apresentados no capítulo quatro “Área de Estudo”. O capítulo cinco, “Caso de estudo”, demonstra a aplicação da metodologia ao caso de estudo nos seguintes pontos: preparação da informação de partida; simulações de teste para ajuda à tomada de decisões acerca de determinados parâmetros para a simulação, exposição ilustrada dos resultados obtidos e avaliação das reservas potenciais. No final do capítulo discutem-se os resultados ponto por ponto da simulação morfológica, fácies e propriedades petrofísicas. O capítulo seis apresenta as considerações finais após a finalização do trabalho e o capítulo sete apresenta as referências bibliográficas. No anexo I apresenta-se o suporte teórico dos métodos geoestatísticos utilizados.

2. RESERVATÓRIOS TURBIDÍTICOS

Os reservatórios de hidrocarbonetos constituídos por rochas sedimentares detríticas, nomeadamente os reservatórios siliciclásticos ou de areia, encontram-se espalhados por todo o mundo, sendo alguns deles de grandes dimensões. A grande diversidade e heterogeneidade destes reservatórios deve-se aos vários ambientes sedimentares, tanto continentais (fluviais, eólicos e lacustres) como marinhos (deltaicos, de águas rasas e de águas profundas), em que podem ocorrer os depósitos. O tipo de ambiente deposicional determina não só a arquitetura e a geometria das rochas que servem como reservatórios bem como as suas propriedades petrofísicas (Morse, 1994).

Os sistemas de canais turbidíticos constituem um dos tipos de reservatórios siliciclásticos mais comuns em ambiente de águas profundas, estando geralmente associados a leques submarinos. Estima-se que existam entre 1200 e 1300 campos de petróleo e gás localizados em turbiditos de águas profundas e sistemas associados, incluindo reservatórios já em produção e descobertas recentes (Stow e Mayall, 2000).

A figura 2.1 apresenta um mapa-mundo onde se salientam a preto as principais áreas de depósitos turbidíticos e sistemas associados.

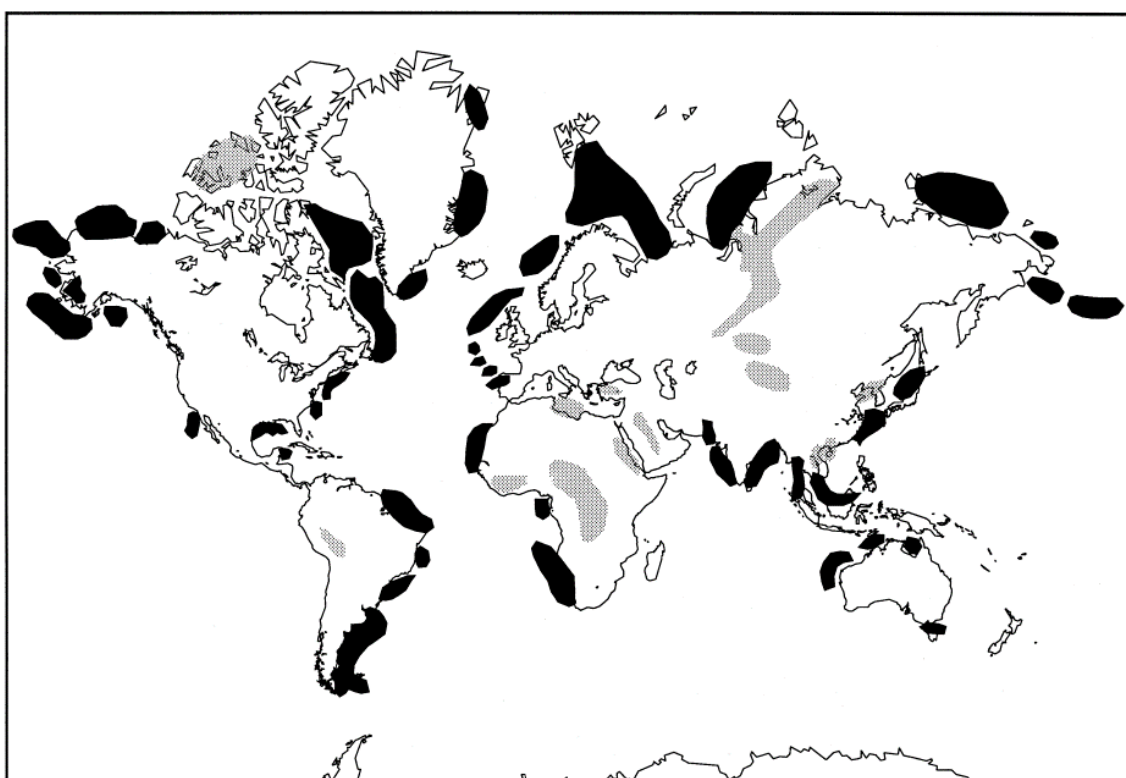


Figura 2.1- Mapa das principais áreas com a presença de turbiditos e sistemas associados (assinaladas a preto) (retirado de Stow e Mayall, 2000).

2.1 ORIGEM E DESENVOLVIMENTO DO CONCEITO

Até cerca da primeira metade do século XX, a comunidade geológica era muito cética relativamente ao papel das correntes de densidade (correntes turbidíticas) na erosão de cânhões submarinos e na deposição de camadas com granotriagem no mar profundo. O ano de 1948 pode ser considerado como um marco no paradigma dos turbiditos, uma vez que, no 18º Congresso Internacional de Geologia, em Londres, Migliorini discutiu a origem da granotriagem por correntes de densidade, Shepard apresentou fotografias subaquáticas de paredes de cânhões submarinos e Kuenen discutiu o potencial erosivo de correntes de alta densidade na criação dos cânhões submarinos (Shanmugam, 2000).

O conceito de correntes turbidíticas como meio de transporte e deposição de areias em águas profundas teve de esperar até à publicação do trabalho de Kuenen e Migliorini em 1950 (*in* Shanmugam, 2000), intitulado “*Turbidity currents as a cause of graded bedding*”. Basicamente os autores explicam que os corpos de arenitos e conglomerados com granotriagem positiva encontrados na cordilheira dos Apeninos eram resultado do transporte sedimentar por fluxos de densidade que, ao perderem energia na base do talude continental, formaram depósitos em leque. No seu trabalho, denominaram estes fluxos de correntes turbidíticas de alta densidade.

Até então, acreditava-se que os fundos oceânicos eram calmos e imperturbados, onde apenas se depositavam sedimentos pelágicos e hemipelágicos. Contudo, a amostragem sistemática de sedimentos da margem continental e da planície abissal iniciada nos anos 40 do século passado confirmou a existência destas correntes e a deposição de sedimentos no mar profundo devido a processos gravíticos (Reading, 1996; Shanmugam, 2000).

Em 1957, Kuenen introduziu o termo “turbidito” para denominar os depósitos das correntes turbidíticas (Mutti et al., 1999).

De forma resumida, as décadas de 50, 60 e 70 foram períodos dedicados à construção de modelos dos depósitos de correntes turbidíticas, no entanto, a definição e significado de “correntes turbidíticas” tem sido discutida desde meados da década de 60. Na década de 80 surgiram questões fundamentais relativamente aos modelos em leque e aos esquemas das fácies turbidíticas. Durante a década de 90, houve uma reavaliação e abandono dos modelos em leque, reinterpretação das areias turbidíticas maciças de águas profundas como depósitos de fluxos detríticos arenosos, debates acerca de correntes turbidíticas de alta densidade, experiências com fluxos de detritos arenosos e discussão do significado das geometrias sísmicas em termos de fácies deposicionais (Shanmugam, 2000).

Hoje em dia, o conceito de turbidito é aceite por sedimentólogos e é associado com sedimentação em águas profundas (Mutti et al., 1999).

2.2 PROCESSOS EM ÁGUAS PROFUNDAS

2.2.1 Processos sedimentares gravíticos

No mar profundo, consideram-se três principais grupos de processos com a capacidade de erodir, transportar e depositar materiais terrígenos, biogénicos, vulcanogénicos, entre outros: deposição pelágica (*pelagic settling*), correntes de fundo semipermanentes ou correntes de contorno (*semi-permanent bottom currents/contour currents*) e processos de resedimentação pontuais (*episodic resedimentation processes*). Os processos de resedimentação pontuais são os principais responsáveis pelo transporte de grandes volumes de sedimentos de ambientes pouco profundos para as águas profundas. A ação da gravidade no material possui um papel importante neste tipo de processos (Reading, 1996).

Os deslizamentos (*slides*), as derrocadas em massa (*slumps*), os fluxos de detritos (*debris flows*) e as correntes turbidíticas constituem os principais processos gravitacionais de transporte e deposição de sedimentos. São utilizados vários esquemas com o objetivo de classificar os processos de sedimentação gravítica, baseados no seu comportamento reológico ou no modo de suporte dos clastos (Shanmugam, 2000).

Middleton e Hampton (1973 *in* Shanmugam, 2002), classificaram os fluxos sedimentares gravíticos de acordo com os processos de suporte de sedimentos em:

- Fluxos de detritos, em que os sedimentos são suportados pela resistência da matriz;
- Fluxos granulares, em que os sedimentos são suportados por pressão dispersiva, ocorrendo colisão entre os grãos;
- Fluxos fluidizados, em que os sedimentos são suportados pelo escape do fluido;
- Correntes turbidíticas, em que os sedimentos são suportados pela turbulência do fluido.

Em associação com estes, operam as forças de impulsão. A figura 2.2 apresenta a classificação dos fluxos sedimentares gravíticos subaquosos de acordo com os modos que dominam o suporte dos sedimentos.

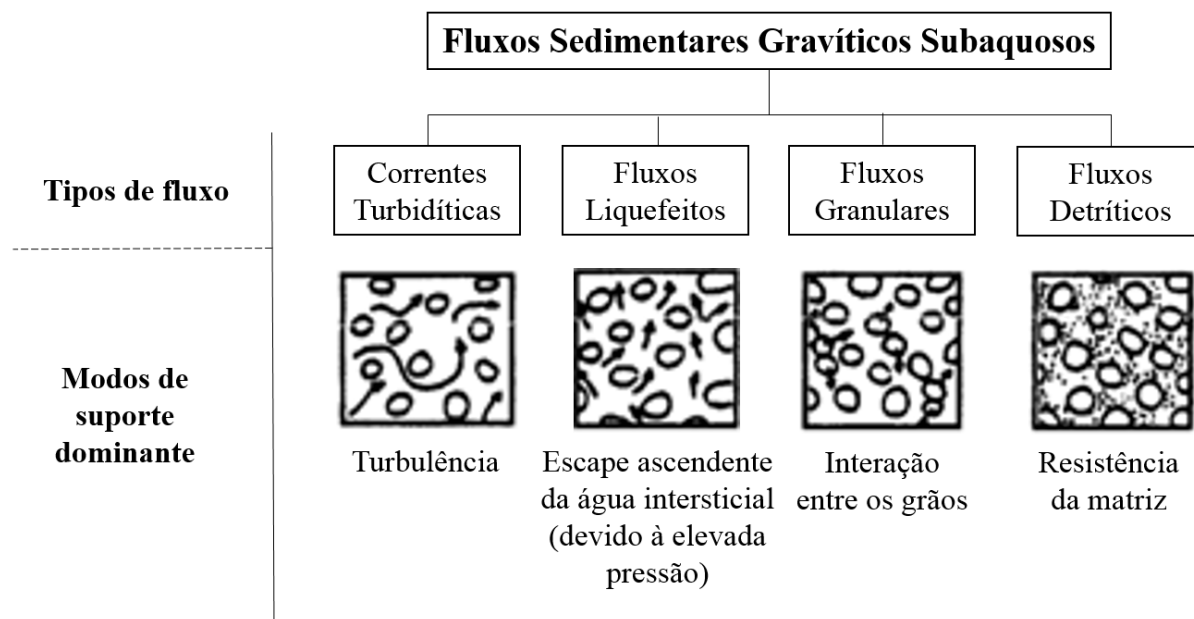


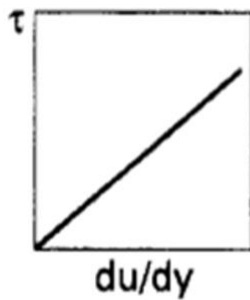
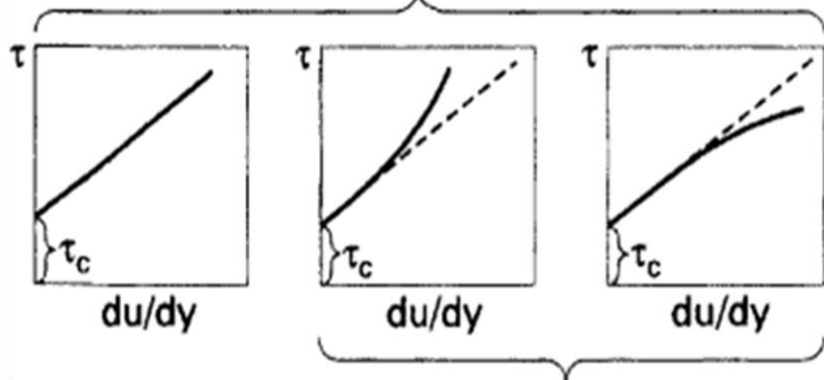
Figura 2.2- Fluxos sedimentares gravíticos com os modos dominantes de suporte dos clastos (adaptado de Reading, 1996).

De acordo com Shanmugam (2000), as classificações baseadas apenas nos modos de suporte de sedimentos apresentam problemas, entre os quais: (i) considera apenas o tipo de modo final, contudo, nos fluxos naturais podem estar envolvidos mais do que um modo de suporte e (ii) considera os modos de suporte apenas durante o tempo de transporte, enquanto que o depósito reflete o modo de suporte durante o tempo de deposição. Para o autor, a classificação dos fluxos sedimentares gravíticos baseada na reologia é a mais útil e usual para interpretar a origem das areias presentes nas águas profundas e distingue os fluxos entre newtonianos e plásticos.

A reologia dos fluidos quantifica a relação entre a tensão aplicada e a taxa de deformação. Os fluidos newtonianos (como é considerada a água) começam a deformar-se no momento em que a tensão de cisalhamento é aplicada, e a deformação é linear. No caso destes fluidos, o critério para que a turbulência se inicie é o Número de Reynolds, ou seja, o rácio entre a inércia e as forças de viscosidade. Para que um fluxo passe de laminar a turbulento, o Número de Reynolds tem de ser superior a 2000-2400. A turbulência é característica deste tipo de fluxos e são as correntes turbidíticas que representam os fluxos newtonianos nos ambientes de águas profundas.

No caso dos fluidos plásticos, estes não sofrem deformação a não ser que seja atingido um certo valor de tensão crítica (figura 2.3) (Shanmugam, 2000).

O principal fator que controla a reologia de uma mistura de água e sedimentos é a concentração em sedimentos, havendo também influência do tamanho dos grãos e das propriedades físicas e químicas dos sólidos transportados (Pierson e Costa, 1987). Shanmugam (2000) propõe que a fronteira entre os fluidos newtoniano e plástico é quando ocorre 20 a 25% de concentração em sedimentos.

Fluxo newtoniano**Fluxo plástico**Ideal
(Bingham)

Não ideal

Figura 2.3- Gráficos esquemáticos de tensão de corte aplicada (τ) versus a deformação (du/dy) para fluxos com comportamentos reológicos diferentes (adaptado de Reading, 1996).

2.2.2 Correntes turbidíticas

A impossibilidade de observar diretamente correntes turbidíticas em águas profundas tem levado a grandes controvérsias, sobretudo no que diz respeito às propriedades hidrodinâmicas das correntes turbidíticas e os seus depósitos. O primeiro sedimentólogo a chamar a atenção para o facto do termo “correntes turbidíticas” ser utilizado de forma abusiva para processos que não se tratavam, claramente, de correntes turbidíticas foi Sanders, em 1965. De acordo com o autor, as correntes turbidíticas são correntes de densidade causadas por sedimentos em suspensão turbulenta.

A definição geralmente aceite de correntes turbidíticas é que são um tipo de fluxo sedimentar gravítico, com comportamento reológico newtoniano e estado turbulento em que o principal modo de suporte dos sedimentos é a componente ascendente da turbulência (Sanders, 1965; Reading, 1996; Shanmugam, 2000; Shanmugam, 2002).

É comum ocorrer a divisão de um fluxo de densidade numa parte superior turbulenta e numa parte inferior laminar mas alguns autores consideram todo o conjunto como uma corrente turbidítica. Contudo, Sanders (1965) não considera que a parte não turbulenta e de elevada concentração seja corrente turbidítica (figura 2.4). De acordo com Shanmugam (2002), a controvérsia terá surgido quando Kuenen se opôs à definição de correntes turbidíticas de Sanders, que se baseava na turbulência do fluxo. Kuenen defendeu uma definição de correntes turbidíticas mais ampla, que incluía tanto fluxos laminares como fluxos turbulentos. Em 1950, o mesmo autor desenvolveu experiências em que usou fluxos com areia, argila e cascalho, que atingiam massas volúmicas acima de 2g/cm^3 . Na opinião de Shanmugam (2002), Kuenen usou o termo errado “correntes turbidíticas de alta densidade” para fluxos que são claramente fluxos de detritos ou fluxos de lama. O conteúdo em argila (23-33% do total

de sólidos em massa) era tão elevado que esses fluxos experimentais eram considerados fluxos de detritos. Nas suas experiências, observava-se também que os fluxos apresentavam, ao longo da descida do talude, preferencialmente características de processos de deslizamentos e fluxos de detritos em vez de correntes turbidíticas. Sanders (1965) refere que as experiências de Kuenen com “correntes turbidíticas de alta densidade” geravam fluxos de densidade estratificados compostos por uma camada laminar na base e uma camada turbulenta no topo. Na camada basal, a elevada concentração de grãos tende a suprimir a turbulência do fluido e a promover um comportamento laminar e reologia plástica (características dos fluxos de detritos). Shanmugam (1996) sugere o termo “fluxo de detritos arenoso” para a camada laminar de base, contudo, alguns autores continuam a utilizar o termo “correntes turbidíticas de elevada densidade” (por exemplo, Mutti et al, 1999).

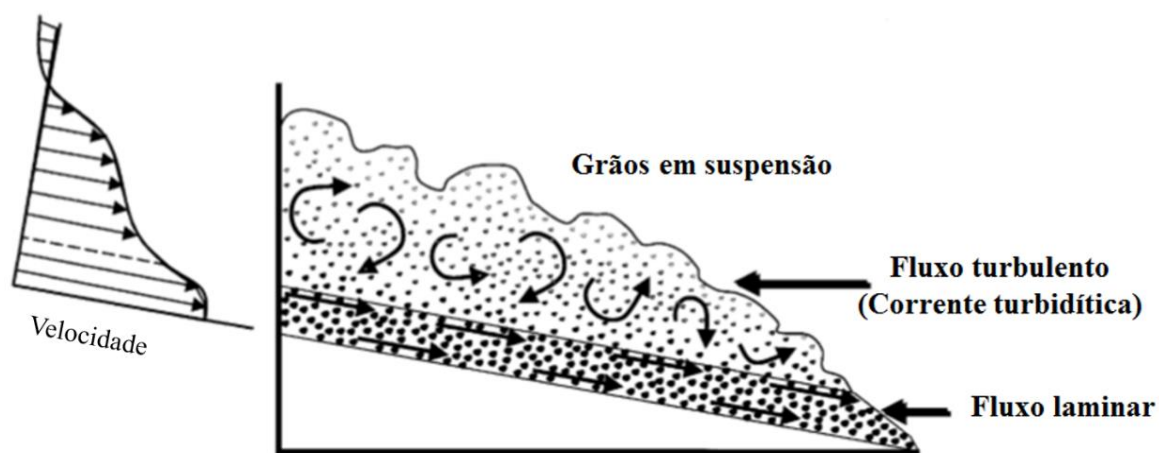


Figura 2.4- Perfil esquemático de um fluxo de densidade estratificado que mostra uma corrente turbidítica na parte superior e uma camada basal de fluxo de grãos laminar (adaptado de Shanmugam, 2002).

Considera-se que as correntes turbidíticas sejam compostas por três regiões: parte frontal, corpo e cauda. A parte frontal é a zona mais turbulenta e erosiva e que contém maior carga sedimentar, sendo até duas vezes mais espessa que o restante fluxo. O corpo sucede à parte frontal e apresenta uma espessura praticamente constante. A cauda é a parte que afina mais rapidamente e se torna mais diluída gradualmente com a distância à parte frontal. A deposição resulta da desaceleração do fluxo e ocorre sobretudo a partir do corpo e da cauda.

As correntes turbidíticas podem atingir um equilíbrio dinâmico denominado autossuspensão, se excederem um valor de densidade crítico, em que: (i) a turbulência é gerada pelo fluxo; (ii) o fluxo resulta do excesso de densidade da suspensão; (iii) a densidade em excesso resulta da carga suspensa; (iv) a carga suspensa é mantida pela turbulência.

O gradiente da zona onde a corrente se desloca é um fator determinante no comportamento do fluxo, uma vez que as correntes aceleram e são mais erosivas nos pendores mais elevados e desaceleram e depositam em pendores mais baixos (Reading, 1996).

2.2.3 Transformações de fluxos

Durante o transporte do material sedimentar ocorrem transformações nos fluxos, que se podem alterar de um determinado tipo (por exemplo, um fluxo de detritos laminar) para outro (para uma corrente turbidítica, por exemplo). Este é talvez o fenómeno mais importante e menos compreendido dos processos sedimentológicos. Compreender o processo de transformação de um fluxo é importante para o desenvolvimento de um modelo geológico, quer o fluxo seja detrítico ou de corrente turbidítica. Por exemplo, as correntes turbidíticas têm mais tendência para se espalhar lateralmente do que os fluxos detríticos. Além disso, a geometria dos corpos de areia será diferente se a deposição dos sedimentos tiver sido por decantação das correntes turbidíticas ou por “congelamento” dos fluxos de detritos devido à sua reologia plástica. No entanto não existe um critério específico estabelecido para o reconhecimento dos modos de transporte a partir dos depósitos dos fluxos (apenas para os modos de deposição) (Shanmugam, 2000).

Fisher (1983 *in* Shanmugam, 2000) realizou estudos envolvendo as transformações sofridas por um fluxo gravítico ao longo da sua evolução, concluindo que as suas transformações consistem em mudanças no comportamento do fluxo entre os estados laminar e turbulento, que podem ocorrer várias vezes e de várias formas. O autor propôs quatro tipos de transformações (figura 2.5):

- Corporal: desenvolve-se quando o fluxo sofre aceleração devido a uma variação no declive do talude ou por restrições laterais, alterando o seu regime de laminar para turbulento e vice-versa, sem perda ou variação significativa do fluido intersticial;
- Gravitacional: devido à ação da gravidade o fluxo torna-se bipartido, em que a base é laminar e com elevada concentração sedimentar, à qual se sobrepõe uma porção mais turbulenta;
- Superficial: ocorre quando há mistura do fluido do topo de um fluxo com a água ou o ar, o que leva à diluição do fluxo e ao aumento da turbulência;
- Elutriacional: deve-se ao movimento ascendente do fluido da camada laminar de elevada concentração, levando à produção de uma camada superior diluída e turbulenta. Neste processo, há a transferência de massa da camada basal para a superior, alterando o fluxo. O movimento ascendente das partículas da região mais densa para a parte superior mais diluída pode dever-se à aceleração vertical do fluido intersticial ou pela diminuição da inclinação do fundo.

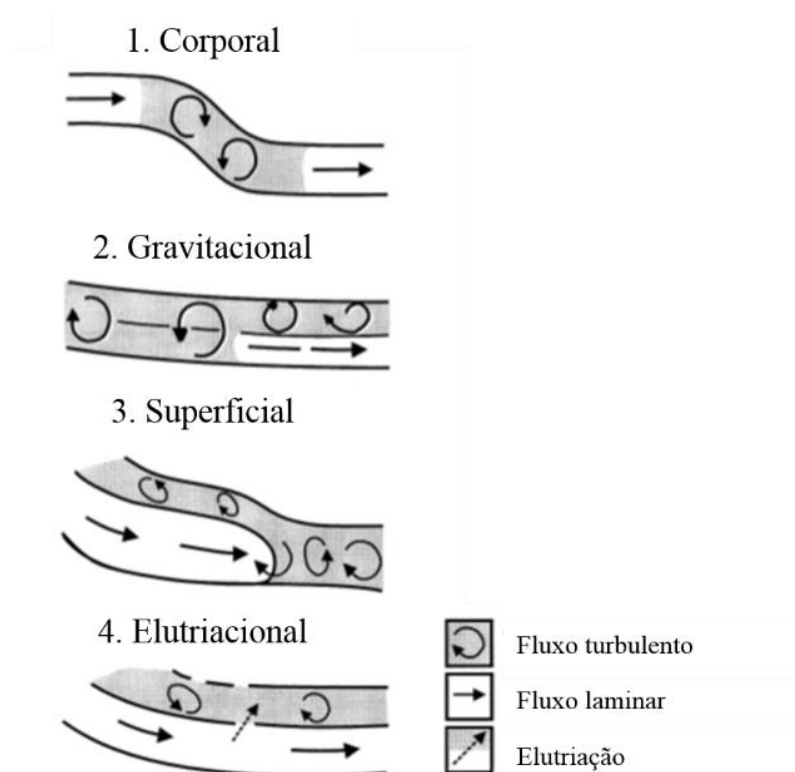


Figura 2.5- Tipos de transformação dos fluxos: 1 – Corporal: transição de fluxo laminar para turbulento sem alterações significativas no conteúdo. 2 – Gravitacional: transformação de fluxo turbulento para bipartido por ação da gravidade. 3 – Superficial: diluição com o meio leva à separação do fluxo numa base laminar e num topo e “nariz” turbulento. 4 – Elutriacional: elutriação das partículas por movimento ascendente do fluido, produzindo uma camada superior mais diluída e turbulenta (adaptado de Shanmugam, 2000).

2.3 TURBIDITOS

Para autores como Sanders (1965) e Shanmugam (1997, 2000, 2002), o termo “turbiditos” deve apenas referir-se aos depósitos provenientes da suspensão turbulenta das correntes turbidíticas. No entanto, seguindo as considerações de Kuenen (1950 *in* Shanmugam, 2002), Mutti et al. (1999) definem turbiditos como sendo depósitos de todos os fluxos sedimentares gravitacionais, o que inclui fluxos de detritos, fluxos granulares, fluxos fluidizados e correntes turbidíticas. Na opinião de Shanmugam (2002), se esta abordagem for aplicada irá prejudicar o progresso feito durante as últimas décadas em distinguir os depósitos de fluxos de detritos, fluxos granulares, fluxos fluidizados e correntes turbidíticas, uns dos outros.

Os depósitos das correntes turbidíticas encontram-se em camadas com espessuras desde alguns milímetros até vários metros, compreendendo tamanhos de grãos desde os mais finos até ao cascalho. De forma a acomodar todo o leque de granulometrias, foram propostos três modelos de fácies turbidíticas para granulometria grosseira, granulometria média e granulometria fina. Raramente são encontradas as sequências completas dos modelos, sendo por norma encontradas com as unidades do topo ou da base ausentes.

2.3.1 Modelos de fácies

Bouma (1962 *in* Shanmugam, 1997) propôs o primeiro modelo vertical de fácies para um turbidito, ficando conhecido como Sequência de Bouma. O autor baseou-se no seu estudo de 1061 camadas nos Alpes Marítimos Franceses, onde percebeu que as camadas de turbiditos com granotriagem positiva apresentavam uma sucessão vertical ideal de estruturas sedimentares. Propôs então um modelo de organização de fácies sedimentares que resultariam da desaceleração gradual da corrente turbidítica.

A Sequência de Bouma é considerada como o produto da deposição de uma corrente turbidítica, sendo composta por intercalações de camadas de areias e material fino como siltes e argilas e compreende cinco divisões, denominadas Ta, Tb, Tc, Td e Te (figura 2.6).

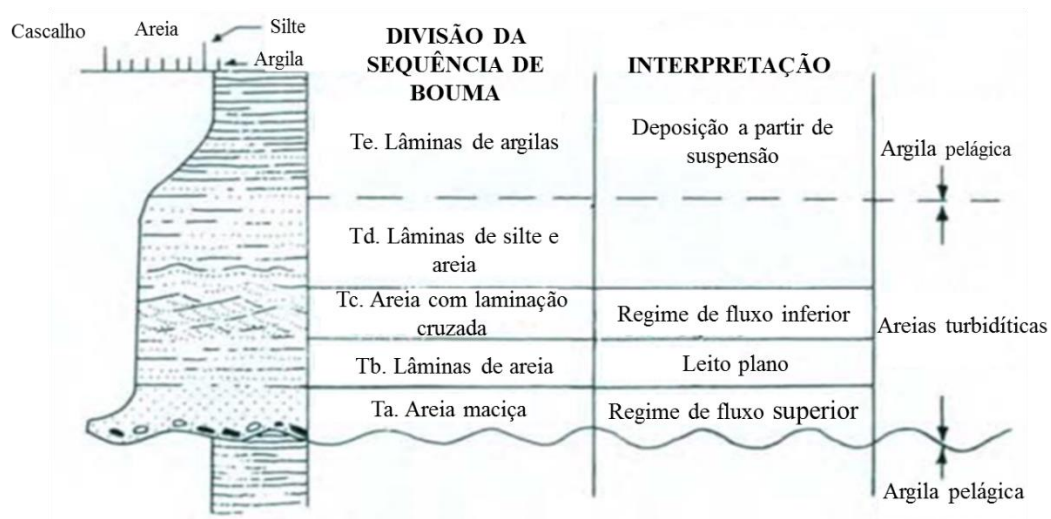


Figura 2.6- Modelo vertical de fácies para um depósito turbidítico de acordo com Bouma, 1962 (adaptado de Selley, 2000).

A base de várias camadas turbidíticas apresenta marcas de erosão, provavelmente geradas durante a passagem da parte frontal da corrente (Reading, 1996).

O primeiro intervalo da sequência (Ta) é o de maior energia e, conseqüentemente, o de maior granulometria, sendo representado por uma camada arenosa maciça. Sobreposta à primeira camada encontra-se o intervalo Tb formado por areia grosseira a média estruturada em lâminas paralelas. Com a redução da energia, forma-se a camada Tc, apresentando areia fina com laminação cruzada e que muitas vezes apresenta estruturas de deformação convoluta. A unidade Tc é sobreposta por uma segunda zona laminada, a unidade Td, formada por intercalações de silte e argila. A camada superior Te resulta da deposição de argila que estava em suspensão.

Trabalhos posteriores ao de Bouma constataram que a divisão argilosa da sua sequência (Te) não era adequada para representar de forma satisfatória as divisões presentes em turbiditos de granulometria mais fina, o que levou Stow e Shanmugam (1980 *in* Shanmugam, 2000), a propor um novo modelo

vertical de fácies apenas para turbiditos de grão fino, com nove divisões (T_0 , T_1 , T_2 , T_3 , T_4 , T_5 , T_6 , T_7 e T_8). Este modelo é dominado pelos intervalos de Bouma T_d e T_e , ou seja, por depósitos que resultam de fluxos de baixa concentração que transportam principalmente material da granulometria da silte e argila (Reading, 1996).

Lowe (1982 *in* Shanmugam, 2000) propôs um novo modelo vertical de fácies para turbiditos de granulometria grossa, isto é, depósitos de correntes turbidíticas de alta densidade. O modelo apresenta seis divisões (R_1 , R_2 , R_3 , S_1 , S_2 e S_3), sendo o intervalo S_3 equivalente à divisão T_a da Sequência de Bouma. À medida que a corrente turbidítica deposita os sedimentos, aumenta a concentração de material de granulometria grossa junto à base do fluxo. Isto conduz a um aumento das colisões granulares, o que leva ao desenvolvimento de uma camada próximo do fundo, mantida por pressão dispersiva. A turbulência é suprimida nesta camada, levando eventualmente à granotriagem negativa observada no intervalo R_2 da Sequência de Lowe (Reading, 1996). A figura 2.7 apresenta os três modelos de fácies referidos anteriormente e as suas correlações:

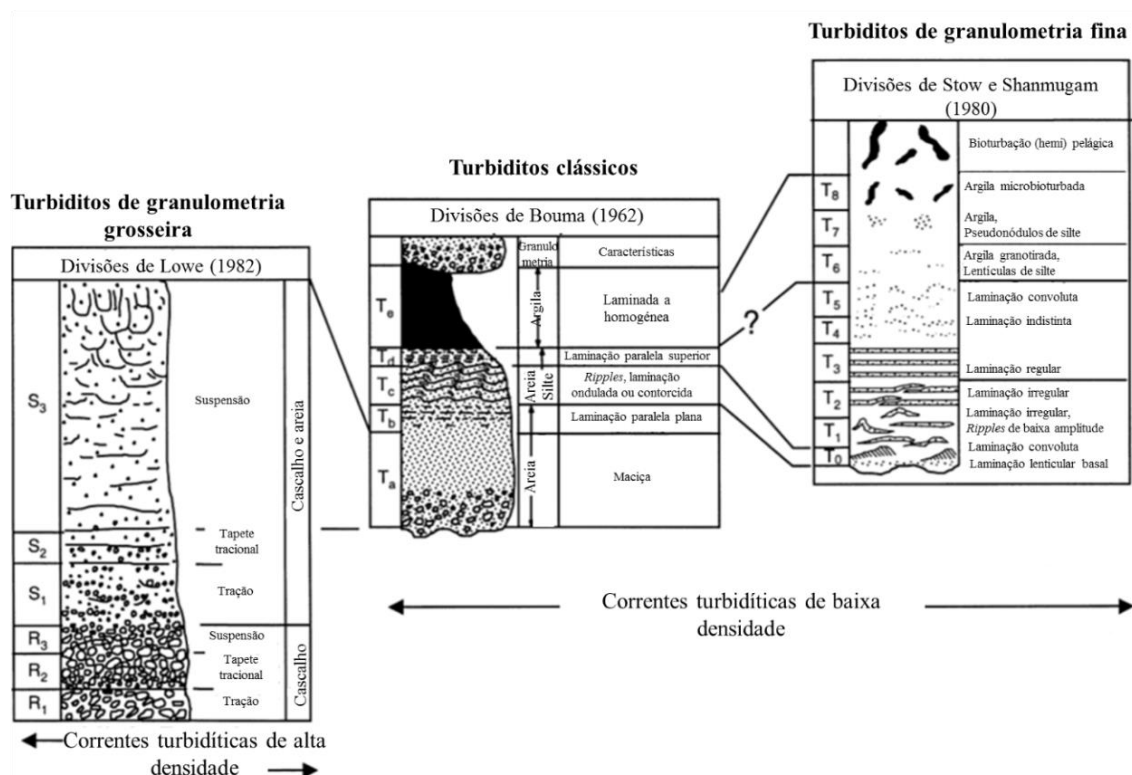


Figura 2.7- Modelos verticais de fácies para (1) turbiditos de granulometria grossa (Lowe, 1982), (2) turbiditos clássicos (Sequência de Bouma) e (3) turbiditos de granulometria fina (Stow e Shanmugam, 1982) (adaptado de Shanmugam, 2000).

Shanmugam (2000) refere que uma corrente turbidítica ideal, transportando material de várias granulometrias, deve depositar as fácies de forma contínua, com turbiditos de granulometria grossa

na base, turbiditos clássicos no meio e turbiditos de granulometria fina no topo. Não existem leis físicas que ditem que as correntes turbidíticas terminem na divisão S_3 de Lowe ou que as correntes turbidíticas que transportem sedimentos finos devem começar na divisão T_0 de Stow e Shanmugam. As fronteiras estabelecidas entre os três modelos de fácies são artificiais, ou seja, não existem razões para que uma corrente turbidítica que transporte material desde o cascalho até à argila não possa depositar todas as divisões desde R_1 até T_8 . Lowe (1982 *in* Shanmugam, 2000) sugeriu um modelo de deposição desde turbiditos de granulometria grosseira até aos turbiditos clássicos (R_1 até T_c), totalizando 11 divisões e Shanmugam adicionou as nove divisões dos turbiditos de granulometria fina (figura 2.8).

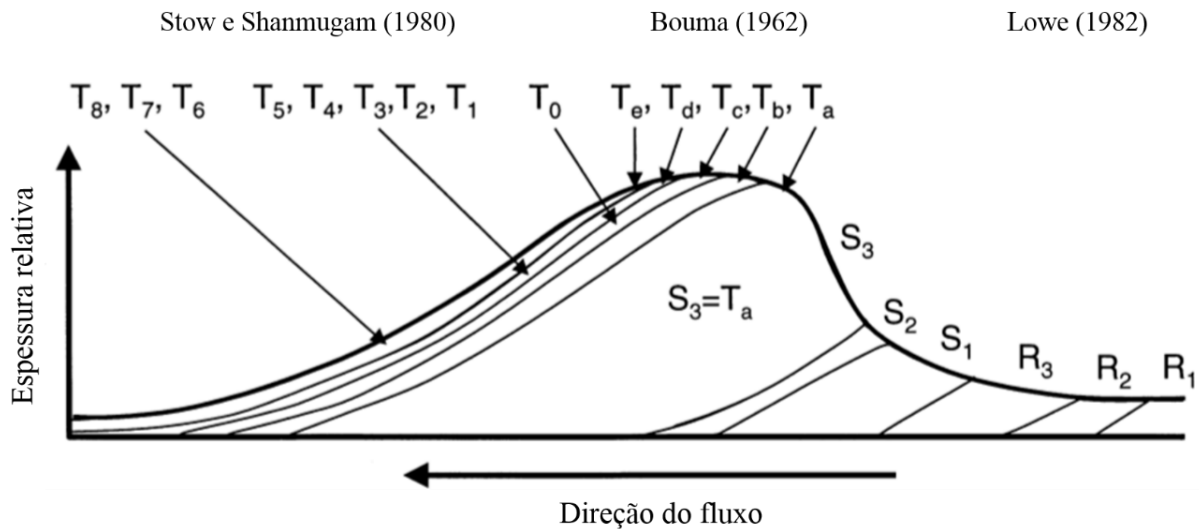


Figura 2.8- Diagrama esquemático apresentando as divisões turbidíticas desde turbiditos de granulometria grosseira até aos turbiditos de granulometria fina. É esperado um total de dezasseis divisões para um depósito turbidítico ideal, contudo não está documentado nenhum depósito do género (adaptado de Shanmugam, 2000).

2.4 LEQUES SUBMARINOS

Os leques submarinos e os depósitos relacionados contêm mais de 15% das reservas mundiais de petróleo em sistemas de hidrocarbonetos clásticos (Richard et al., 1998).

Estes leques são corpos sedimentares que se formam pela ação de correntes turbidíticas e outros fluxos sedimentares gravíticos e se desenvolvem na base dos taludes no limite da plataforma continental sendo alimentados por água de ambientes rasos e sedimentos da plataforma a partir de fontes como rios, deltas ou leques aluviais. O material proveniente da fonte de sedimentos pode ser transportado para o leque através de cânions submarinos associados a antigos rios (Morse, 1994; Reading, 1996).

Os leques podem variar bastante no que toca à geometria, tamanho e características internas o que leva a diferenças na arquitetura do reservatório, tipo de armadilha e volume de hidrocarbonetos. Esta variabilidade deve-se aos parâmetros fundamentais que controlam o desenvolvimento e as

características dos diferentes sistemas marinhos clásticos de águas profundas: taxa de sedimentação, tipo e fonte de sedimentos, flutuações do nível do mar e tectónica regional (Richard et al., 1998). Os leques são bastante sensíveis às variações do nível do mar uma vez que estas afetam a zona costeira, que constitui a principal fonte de sedimentos destas estruturas. Durante os períodos em que o nível do mar diminui, ocorre o aumento da taxa de sedimentação nas águas profundas, enquanto que em períodos de níveis do mar mais elevados, a taxa de sedimentação proveniente da zona costeira diminui no mar profundo, sendo este coberto por argila hemipelágica (Leeder, 1999).

2.4.1 Elementos arquiteturais dos leques submarinos

Um leque submarino é constituído por elementos arquiteturais, ou seja, componentes do sistema de deposição que são produtos de diferentes processos e subambientes de deposição. Os principais componentes dos leques são os canais submarinos e respetivas motas marginais e os lóbulos. A maior parte do fluxo turbidítico move-se confinada ao canal, contudo, a parte superior, mais diluída, pode transbordar do canal lateralmente, transportando areia fina, silte e argila que se espalham afastando-se do canal, formando as motas marginais. Estes depósitos de transbordamento tornam-se mais finos à medida que se afastam dos canais, apresentando ângulos baixos e geometria em forma de cunha.

Quando chegam ao fim dos canais submarinos, os fluxos turbidíticos espalham-se formando lóbulos que marcam a rápida desaceleração radial e a dissipação da corrente turbidítica. Estes lóbulos são construídos por sucessões de correntes turbidíticas que tendem a depositar cada vez mais para fora do lóbulo ao longo do tempo. Estes elementos adquirem uma geometria progradacional simples se a deposição no leque for muito ordenada, ou seja, se as correntes turbidíticas apresentarem aproximadamente a mesma magnitude e cada uma delas depositar progressivamente mais longe do fim do canal. No entanto, as correntes turbidíticas apresentam várias magnitudes levando a que o padrão seja mais complexo.

A progradação do lóbulo continua até que ocorra a avulsão do canal para outra parte do leque. Isto ocorre quando o lóbulo adquire espessura suficiente para ficar acima da superfície envolvente do leque o que leva a que o fluxo comece a deslocar-se para uma área mais baixa (Leeder, 1999; Nichols, 2009).

2.4.2 Sistemas de leques submarinos

Os elementos arquiteturais descritos podem ser encontrados em várias proporções e são constituídos por materiais de diferentes granulometrias, dependendo das características e do volume de sedimentos fornecidos ao leque submarino (Nichols, 2009).

Os sistemas de leques submarinos são divididos em três setores (Leeder, 1999):

- Zona superior: contem o canal alimentador principal que pode provir de um cânãõ submarino e que possui as maiores motas marginais;
- Zona intermãdia: o canal principal divide-se em canais distributãrios de vãrias idades, confinados por motas marginais. Estes canais podem apresentar padrãõs meandriformes ou entranãados;
- Zona inferior: é uma zona suave ou com alguns pequenos canais com poucos metros de profundidade, terminando com lãbulos.

Sãõ reconhecidos quatro modelos de leques submarinos baseados na granulometria dominante: sistema rico em cascalho, sistema rico em areia, sistema misto de areia e argila e sistema rico em argila.

Nos sistemas cascalhentos (figura 2.9), formam-se leques submarinos de pequena dimensãõ, associados a taludes com gradientes elevados, sendo diretamente alimentados a partir de cones aluviais e deltas.

Raramente é possãvel distinguir os elementos morfolãgicos destes leques. Eles apresentam uma reduããõ da granulometria ao longo do talude. A zona proximal é dominada por material de queda de blocos, fluxos de detritos e turbiditos ricos em cascalho, prãoximos a escarpas de falhas enquanto que nas margens do leque verifica-se a existãncia de litofãcies mais arenosas. A distribuiããõ das litofãcies neste tipo de sistemas é muito variãvel devido às complexas interaãões entre quedas de blocos, correntes turbidãticas de elevada densidade e fluxos de inãrcia no transporte do material. Nestes leques, as fãcies com melhor potencial de reservatãrio de hidrocarbonetos desenvolvem-se na zona intermãdia e distal, onde predominam os turbiditos ricos em areia.

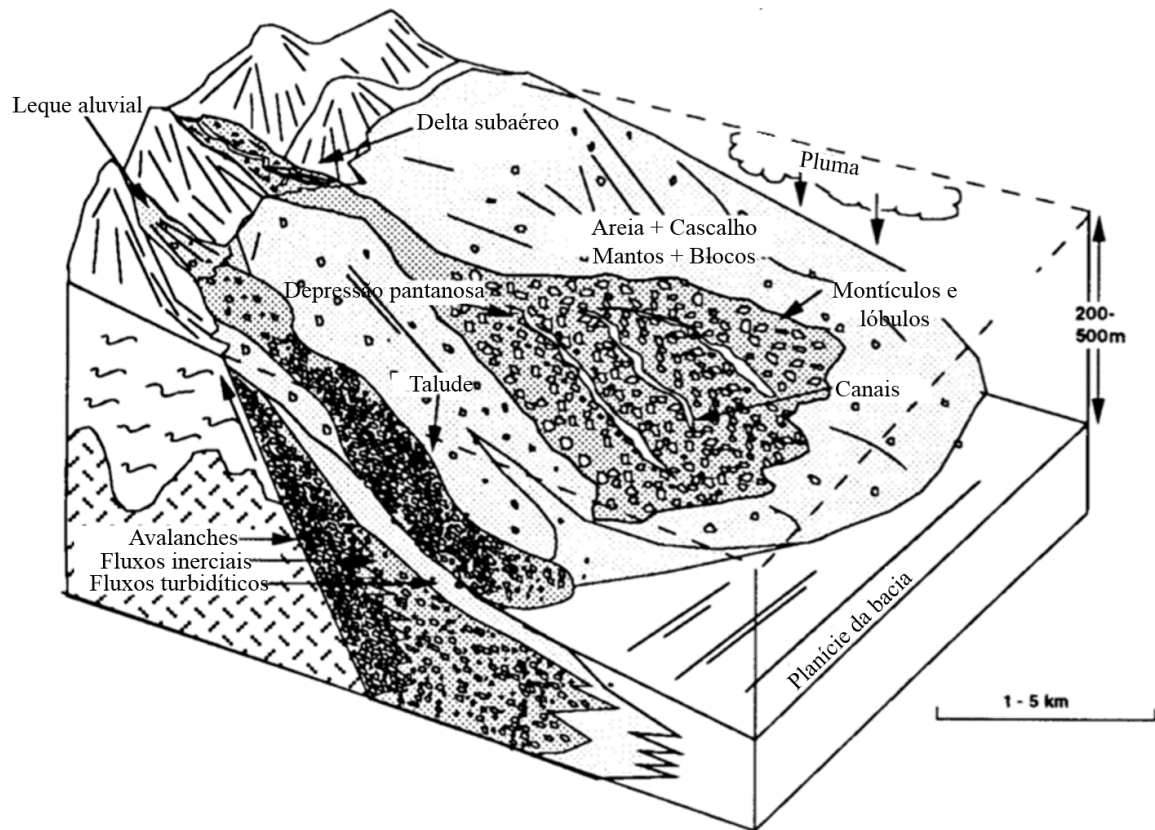


Figura 2.9- Modelo deposicional para leques ricos em cascalho (adaptado de Richards et al., 1998).

Um sistema de leque submarino é considerado rico em areia (figura 2.10) se pelo menos 70% do material depositado no sistema for areia. A areia é fornecida pela plataforma rica em areia e pelo sistema costeiro e é transportada através de canhões submarinos. As correntes turbidíticas arenosas são pouco eficientes e por isso não se deslocam ao longo de grandes distâncias, produzindo leques relativamente pequenos.

Estes leques contêm uma zona superior, dominada por um canal alimentador que se divide em vários canais distributários bifurcados/entrançados. Na zona intermédia os canais passam para lóbulos canalizados. O pouco volume de material fino nestes sistemas torna impossível o desenvolvimento de canais estáveis e confinados. A inexistência de canais confinados inibe a formação de lóbulos deposicionais na zona inferior do leque. Este tipo de leques submarinos forma excelentes reservatórios.

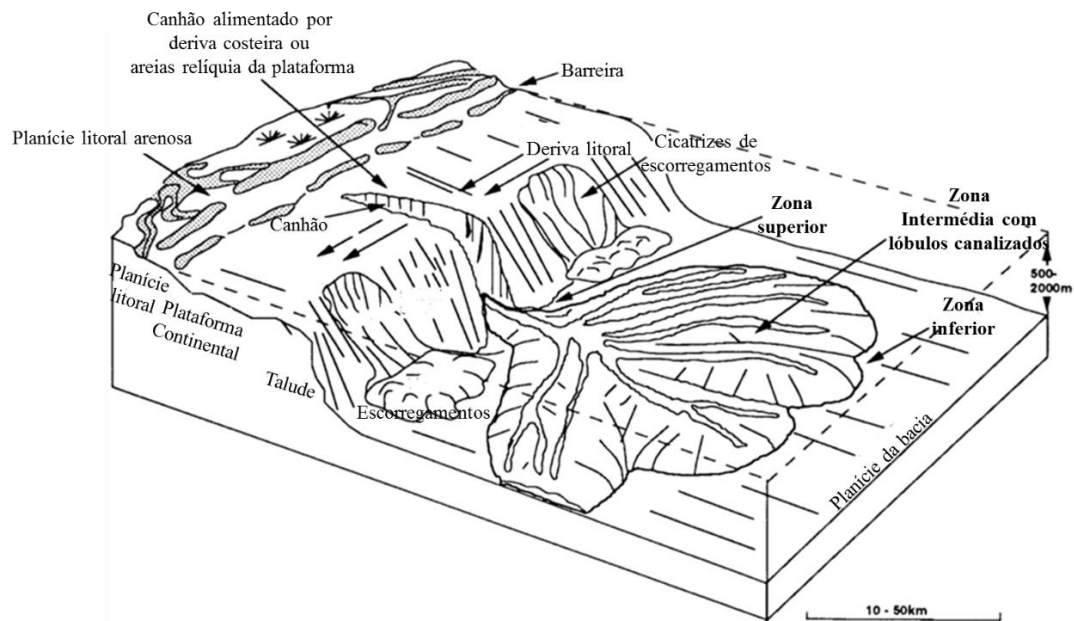


Figura 2.10- Modelo deposicional para leques ricos em areia (adaptado de Richards et al., 1998).

Os sistemas mistos de areia e argila (figura 2.11) incluem um espectro desde os tipos mais argilosos até aos mais arenosos, com percentagens de areia desde 30% até 70%. Possuem um tamanho moderado com um raio que pode atingir algumas centenas de quilómetros. Estes sistemas estão ligados a sistemas fluviais e fluvio-deltaicos através de canais alimentadores e canhões.

A zona superior é dominada por um canal alimentador ladeado por motas marginais ricas em material fino. Este canal divide-se em canais distributários com elevada sinuosidade que transportam material clástico de granulometria grosseira para as zonas intermédia e inferior. A zona intermédia contém uma série de canais distributários que passam a lóbulos bem desenvolvidos devido às motas marginais que estabilizam os cursos dos canais. A zona inferior apresenta um gradiente suave com a deposição de turbiditos de granulometria fina e material hemipelágico.

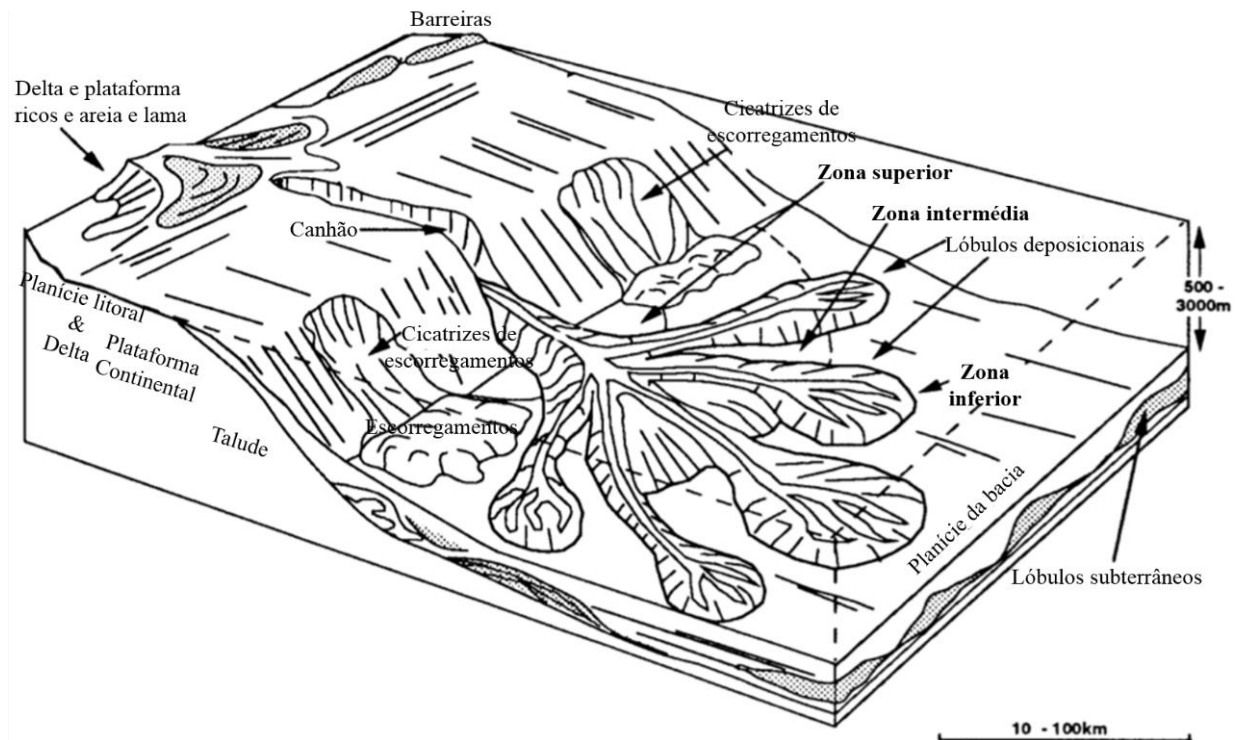


Figura 2.11- Modelo deposicional para leques mistos de areia e argila (adaptado de Richards et al., 1998).

Os sistemas ricos em argila (figura 2.12) têm quantidades de areia inferiores a 30% e são os maiores sistemas de leques submarinos nos oceanos. Geralmente os sedimentos provêm de importantes sistemas fluviais e deltaicos. A zona superior do leque possui um sistema de canal-motas marginais proveniente de um grande canhão submarino. A zona intermédia é caracterizada por complexos de canais sinuosos confinados por motas marginais. Estes canais vão diminuindo de tamanho, passando a canais não confinados e lóbulos de deposição.

Nestes sistemas é um desafio encontrar reservatórios de petróleo uma vez que as areias que produzem reservatórios de qualidade estão confinadas em partes específicas do leque. Estas areias geralmente encontram-se em preenchimentos de canais abandonados, camadas finas nas motas marginais e em alguns lóbulos (Richards et al., 1998).

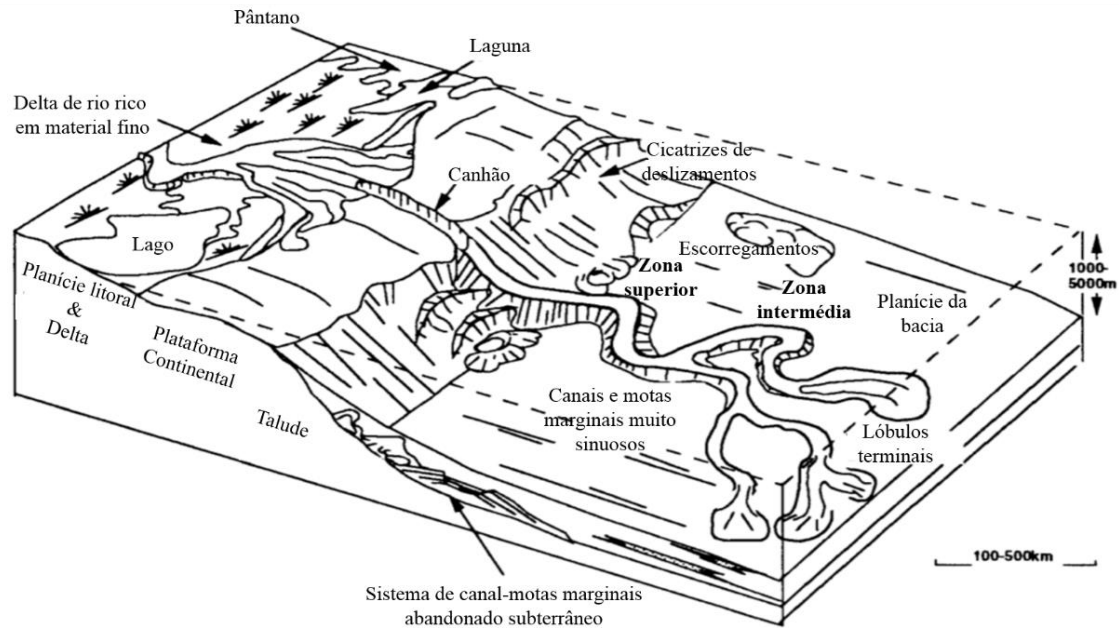


Figura 2.12- Modelo deposicional para leques ricos em argila (adaptado de Richards et al., 1998).

As areias de águas profundas nas zonas proximais presentes nestes ambientes sedimentares têm grande interesse como reservatórios de petróleo uma vez que podem estar em contacto com argilas ricas em matéria orgânica nas zonas intermédia e distal que podem servir tanto como rochas geradoras de hidrocarbonetos como selos. O petróleo pode migrar desde a fonte nas zonas distais do leque através das interlaminações de areia, até camadas de areia cada vez mais espessas, grosseiras e permeáveis nas zonas proximais (Selley, 2000).

A figura 2.13 mostra a geometria dos diferentes elementos arquiteturais dos leques submarinos de acordo com a granulometria dominante dos sedimentos.

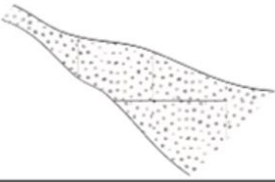

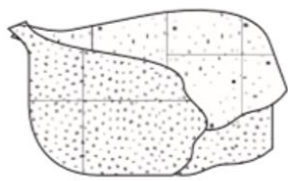

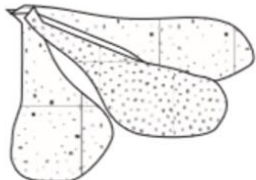

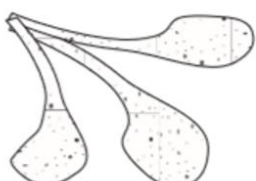

	Canais	Lóbulos	Mantos
Sistemas ricos em cascalho	Mal canalizados 		
Sistemas ricos em areia	Canais entrançados 	Lóbulos canalizados 	
Sistemas mistos de areia e argila	Complexos de canais e motas marginais 	Lóbulos deposicionais 	
Sistemas ricos em argila	Complexos de canais e motas marginais 	Lóbulos deposicionais 	Mantos 

Figura 2.13- Elementos arquiteturais dos leques submarinos de acordo com a granulometria dominante (adaptado de Nichols, 2009).

2.5 CANAIS TURBIDÍTICOS

As características e os modos de formação dos canais sinuosos e meandriformes dos sistemas fluviais são desde há muito conhecidos através de informação de fotografia aérea, estudos sedimentológicos dos ambientes modernos bem como de afloramentos antigos, experiências laboratoriais, sísmica e sondagens. Apenas no início dos anos 80 do século passado, com o desenvolvimento da tecnologia, foi considerada comum a presença de canais bastante sinuosos nos leques submarinos modernos (Kolla et al., 2007). Contudo, a impossibilidade de observação direta da erosão e deposição neste tipo de canais leva a que estes processos sejam pouco compreendidos, o que se traduz num grande obstáculo ao melhor conhecimento dos turbiditos.

Estes canais podem ser do tipo erosivo, erosivo/agradacional ou puramente agradacional (canal-motas marginais) (figura 2.14). O preenchimento dos canais do tipo erosivo é por vezes referido como areias

de canal amalgamadas e o preenchimento dos canais agradacionais está associado aos canais com os depósitos de transbordo (motas marginais). O confinamento dos canais erosivos deve-se à própria erosão, enquanto que nos canais agradacionais se deve aos depósitos de transbordo (Weimer e Slatt, 2004).

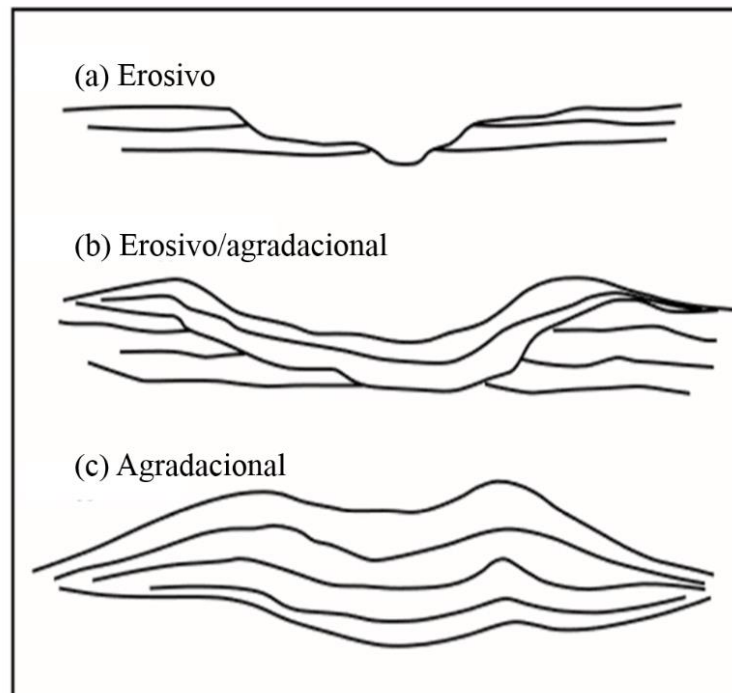


Figura 2.14- Cortes transversais das três classes de canais: (a) os que são produtos da erosão submarina do fundo marinho; (b) os que são produtos de processos erosivos e deposicionais; (c) os que são produtos da deposição de motas marginais (adaptado de Weimer e Slatt, 2004).

2.5.1 Padrão hierárquico

Tipicamente, muitos conjuntos de canais submarinos sinuosos e respetivas margens e motas marginais estão alojados num canal/vale maior ou principal (Kolla et al., 2007). A distribuição das litofácies e granulometrias dos depósitos dos canais principais são únicos de canal para canal, sendo muito variáveis. A evolução típica é de uma base de canais amalgamados, empilhados, de granulometria grosseira que se vai alterando em direção ao topo para canais confinados por motas marginais (Weimer e Slatt, 2004). A complexidade do seu preenchimento pode ser arranjada num padrão hierárquico cuja unidade arquitetural principal é o elemento canal, ou canal individual, que é definido como o produto de um ciclo de um canal que inclui o escavar do canal, o preenchimento e a avulsão ou abandono (Sprague et al., 2002 in Abreu et al., 2003). Um conjunto de dois ou mais canais com arquitetura similar é chamado de Complexo de Canais. Se estiverem presentes múltiplos complexos geneticamente relacionados formam um Conjunto de Complexos de Canais. Utiliza-se o termo

CAPÍTULO 2

Sistema de Canais para todo o conjunto de componentes de erosão e deposição geneticamente relacionados que estão presentes na mesma área (figura 2.15) (Abreu et al., 2003; McHargue et al., 2011).

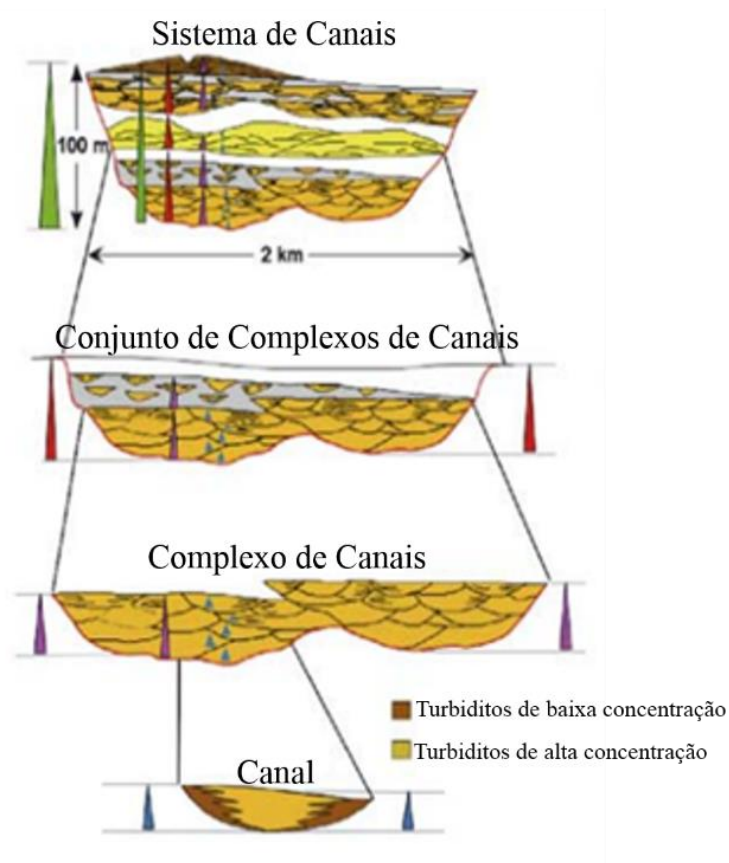


Figura 2.15- Sistema hierárquico dos canais (adaptado de Weimer e Slatt, 2004).

2.5.2 Padrões de fácies

Os sedimentos que preenchem os canais individuais podem ser organizados em padrões de associações de fácies: eixo, zona lateral (*off-axis*) e margem. Estas associações de fácies diferem umas das outras pelo grau de amalgamação das camadas e pela abundância relativa em areia. O eixo está localizado na parte mais profunda do canal, apresenta o maior grau de amalgamação, e tem as camadas mais espessas e as maiores concentrações de areia. As fácies das margens apresentam o menor grau de amalgamação, as camadas menos espessas e as menores concentrações em areia. A associação de fácies da zona lateral apresenta características intermédias entre as associações anteriores. É reconhecida uma quarta associação de fácies: a associação de fácies de abandono, presente em muitos mas não todos os canais individuais. Esta associação de fácies, quando está presente, cobre todas as outras associações de fácies (figura 2.16).

Um corte transversal de um canal mostra que este pode ser simétrico ou assimétrico. Imagens de sísmica 3D e imagens batimétricas de alta resolução de canais modernos mostram que os canais são simétricos nos segmentos retos enquanto que nas zonas sinuosas são assimétricos, com a parte mais espessa do elemento deslocada para a zona côncava do canal (McHargue et al., 2011).

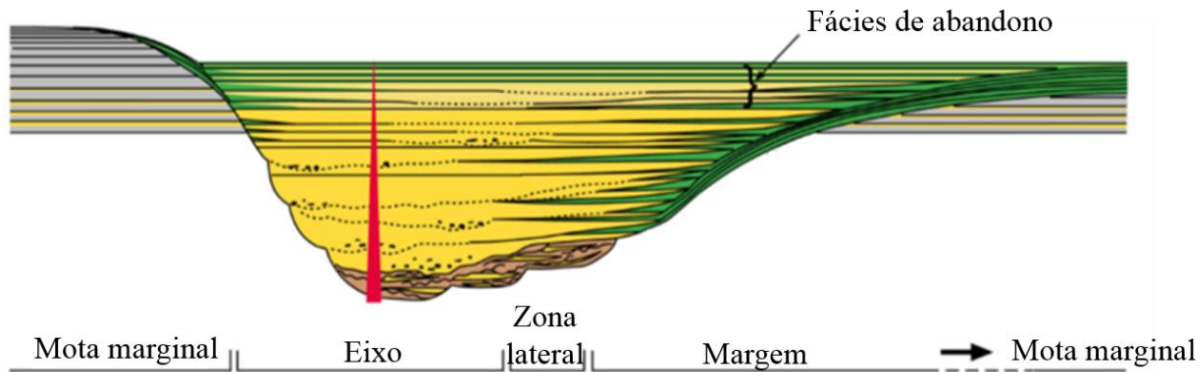


Figura 2.16- Representação esquemática das fácies de um canal individual. Amarelo: sedimentos arenosos; Verde: sedimentos ricos em argila; Castanho: sedimentos ricos em clastos de argila; Cinzento: sedimentos pré-existent (adaptado de McHargue et al., 2011).

2.5.3 Ciclos de aceleração-desaceleração (*Waxing-waning cycles*)

Os depósitos turbidíticos nos canais são interpretados por McHargue et al. (2011) como os produtos de múltiplos ciclos de fluxos acelerantes seguidos por fluxos em desaceleração. Cada ciclo resulta de alterações do fluxo turbidítico. Na fase de aceleração do ciclo, os fluxos são maiores e de densidade maior relativamente aos da fase de desaceleração, transportando material de granulometria grosseira (rico em areia). Consequentemente, a fase de aceleração leva à erosão do canal, ocorrendo a diminuição do perfil de equilíbrio (gradiente do canal em que não ocorre erosão nem deposição). Eventualmente, a energia dos fluxos diminui, o perfil de equilíbrio estabiliza começando depois a aumentar, marcando o início da fase de desaceleração. À medida que o perfil de equilíbrio aumenta na fase de desaceleração, os fluxos vão-se tornando mais pequenos e de granulometria mais fina, permitindo a deposição tanto dentro do canal como nas margens.

São de salientar estes ciclos à escala elementar e à escala do complexo. Os ciclos à escala elementar são responsáveis pela erosão e preenchimento de um canal individual. Os ciclos à escala do complexo expressam-se por vários canais individuais confinados por um vale erosivo, por motas marginais ou pela combinação de ambos, sendo a presença do vale a marca da fase de aceleração do ciclo. Os padrões de empilhamento dos canais individuais resultam em sucessões de complexos de canais que tendem a seguir um determinado padrão (McHargue et al., 2011). A arquitetura do empilhamento tem

um forte controlo na conectividade dos elementos individuais bem como no rácio largura/espessura (Caers et al., 2001). A figura 2.17 mostra alguns padrões de empilhamento dos canais.

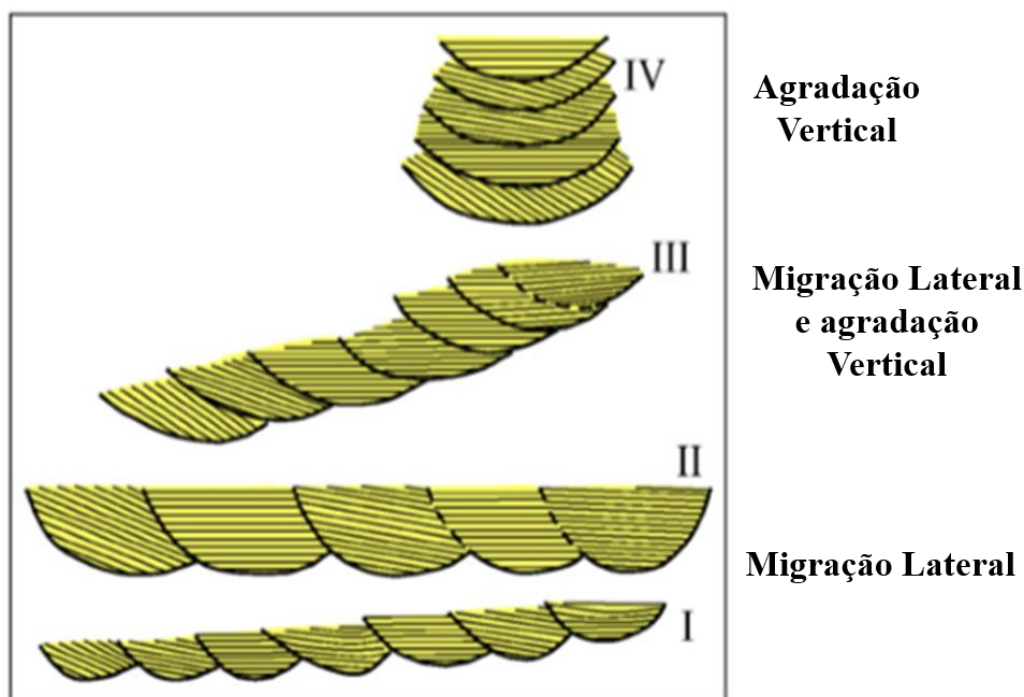


Figura 2.17- Padrões de empilhamento de canais (adaptado de Kolla et al., 2007).

Os canais individuais da fase de desaceleração à escala do complexo são fortemente amalgamados porque existe pouca agradação e a migração lateral é limitada pelo confinamento das paredes do vale ou das motas marginais. Estes canais amalgamados constituem um complexo de canais amalgamado. À medida que a fase de desaceleração continua, o perfil de equilíbrio aumenta, a taxa de agradação entre os canais individuais aumenta e a amalgamação diminui (McHargue et al., 2011). A agradação, a partir de um canal individual para outro, requer a acumulação de sedimentos de transbordamento (Kneller, 2003). A sucessão de canais individuais agradados constitui um complexo de canais diferente do anterior complexo amalgamado, uma vez que os padrões de empilhamento dos canais individuais de cada um são bastante diferentes. Geralmente, a agradação continua até que comece o próximo ciclo de complexo de canais, normalmente marcado pelo abandono do complexo ativo devido a avulsão ou pelo fim de sedimentação turbidítica (McHargue et al., 2011).

2.5.4 Sinuosidade dos canais

A sinuosidade de um canal pode ser medida pelo rácio entre o comprimento do eixo do canal num determinado troço e a distância em linha reta entre os pontos inicial e final do eixo desse troço. Uma

sinuosidade de valor igual a um representa uma secção reta do canal e valores superiores à unidade representam aumento da sinuosidade. A sinuosidade de um canal condiciona a distribuição de fácies no seu interior, determinando a qualidade do reservatório (Wynn et al., 2007).

Os fatores geralmente considerados importantes no controlo da sinuosidade dos canais submarinos são: (1) gradiente e topografia do fundo do mar (incluindo a presença de acidentes estruturais) (Kolla et al., 2007; Mayall et al., 2006); (2) as correntes de fluxo (tipo, velocidade, frequência, volume de sedimentos); (3) granulometria dos sedimentos (Kolla et al., 2007); (4) existência de uma base inicial erodida gerada pela deposição de uma corrente turbidítica; (5) empilhamento lateral e acreção lateral do canal (Mayall et al., 2006).

Alterações nos parâmetros dos fluxos e da granulometria do material transportado podem causar erosão dos canais, desvios dos canais e deposição, dependendo das condições de equilíbrio anteriores. Estas alterações resultam nas sinuosidades dos canais através de vários graus de migração lateral, agradação e combinações de ambas (figura 2.18).

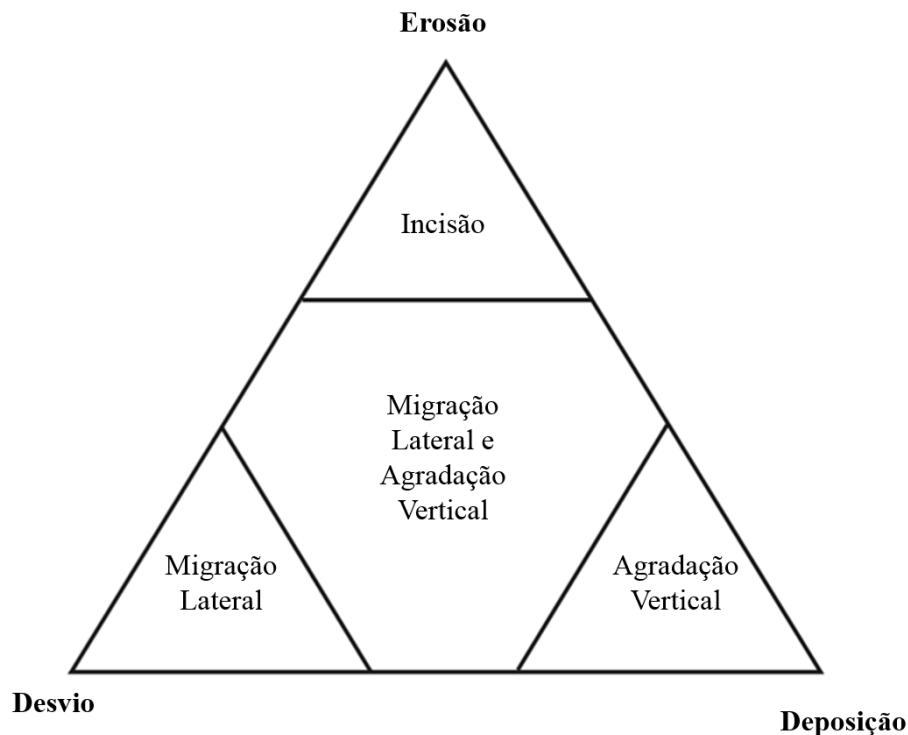


Figura 2.18- Diagrama triangular que mostra como diferentes processos, nomeadamente, erosão, desvio e deposição resulta em migração lateral, migração lateral e agradação vertical e, agradação vertical (adaptado de Kolla et al., 2007).

3. MÉTODOS

3.1 ESTADO DA ARTE

A necessidade de caracterizar a dispersão espacial e espaço-temporal dos fenómenos naturais terá levado ao surgimento da geoestatística, na década de 60, no *Centre de Geostatistique de Fontainebleau* da *École des Mines*, em França. As suas primeiras aplicações estavam associadas à indústria mineira, passando a ser utilizada na modelação de reservatórios pela indústria petrolífera em meados dos anos 80 (Soares, 2006).

A modelação de reservatórios de hidrocarbonetos é um processo complexo e multidisciplinar que envolve a caracterização da morfologia (limites do reservatório, litologias, litogrupos), propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade) e propriedades dinâmicas (saturações em fluidos, pressões, migração de fluidos e produção por poço) (Almeida, 1999; Almeida, 2010).

Nas Ciências da Terra em geral, e na caracterização de reservatórios em particular, é muito habitual utilizarem-se algoritmos e/ou técnicas que são classificadas como deterministas ou estocásticas. Em modelação, um procedimento diz-se determinista quando dá um único e sempre o mesmo resultado para um conjunto de parâmetros de entrada. A estimação de propriedades numa malha de blocos a partir de informação de poços (por exemplo, krigagem e inverso do quadrado da distância) ou a simulação do escoamento dos fluidos são exemplos de procedimentos deterministas aplicados a estudos de reservatórios. Por exemplo, a krigagem gera uma imagem média que é a mais provável da variável em estudo, respeitando os critérios de não-enviesamento e de minimização da variância do erro de estimação (estimador BLUE). Em contraponto, os procedimentos estocásticos utilizam leis de probabilidade e o procedimento de Monte Carlo ou outro equivalente para gerar resultados, por isso, para um conjunto de parâmetros de entrada, são sempre gerados vários resultados tantos quantos o utilizador pretende e estes são diferentes entre si.

Na caracterização das propriedades de reservatórios, as abordagens deterministas de estimação podem ser úteis no início da investigação numa abordagem expedita, contudo não são os mais adequados, pois fornecem uma única imagem, atenuada, da variável em estudo (litologias, porosidade, permeabilidade ou outras equivalentes) (Almeida, 1999; Almeida, 2010; Caers, 2011). O único problema de caracterizar um reservatório com uma imagem das suas propriedades é que os reservatórios são áreas muito extensas, estão a grande profundidade e dispõem de pouca informação disponível (por exemplo, apenas alguns poços e informação sísmica), assim, uma única imagem das propriedades não transporta a enorme incerteza destes modelos. Também é praticamente impossível fazer a calibração da dinâmica do reservatório com uma imagem estimada porque o padrão espacial destas imagens estimadas não é realista.

Na caracterização das litologias e das propriedades petrofísicas estáticas dos reservatórios é aconselhada a utilização de abordagens estocásticas designadas por simulação geoestatística. Estas técnicas permitem gerar um conjunto de imagens equiprováveis destas propriedades, permitindo posteriormente analisar os resultados segundo leis de distribuição e probabilidades de ocorrência. Na geoestatística existem vários algoritmos de simulação (simulação sequencial, campos de probabilidade, bandas rotativas, decomposição LU) mas todos têm o requisito de apresentar resultados coincidentes com os dados experimentais nas suas localizações, e condicionar os resultados a um modelo de continuidade espacial e a uma lei de distribuição global (Goovaerts, 1997; Soares, 2006). Qualquer modelo de caracterização de locais não amostrados tem incerteza associada, que pode ser vista como a quantificação do desconhecimento de uma determinada propriedade nesse local e assim a quantificação é feita por uma lei de distribuição local. Se a variância da lei de distribuição é baixa existe pouca incerteza, se a variância é alta existe mais incerteza, que pode ser devida à falta de informação, informação próxima contraditória ou uma mistura de ambas (Almeida, 1999; Soares, 2006; Caers, 2011).

De acordo com Almeida (1999), o processo de modelação de um reservatório inicia-se com a definição da envolvente do reservatório, a que se segue a caracterização da arquitetura interna das litologias ou litogrupos (modelo morfológico). Em seguida, procede-se à caracterização das propriedades petrofísicas, que deve ser condicionada ao modelo morfológico. A envolvente é normalmente definida pela sísmica (2D mais estimacão ou 3D), a geração do modelo morfológico das litologias ou litogrupos recorre a algoritmos de simulação de variáveis categóricas e a geração das propriedades petrofísicas recorre a algoritmos de simulação de variáveis contínuas. As imagens das propriedades petrofísicas são, por fim, preparadas para poderem ser utilizadas na simulação de fluxo. Assim faz-se a redução do número de blocos por *upscaling* e classificam-se as imagens simuladas de porosidade e permeabilidade em cenários otimistas, pessimistas e intermédios.

No caso dos reservatórios em canais de areia, a modelação da morfologia e das propriedades é um processo muito complexo e desafiante, uma vez que os modelos devem ser o mais realistas possível, respeitando a geometria curvilínea, a conectividade dos canais e as interações entre fácies (Hashemi et al., 2014).

Soares (1990) propôs a primeira tentativa de modelação de estruturas geológicas curvilíneas com a geoestatística. Consistiu em utilizar direções de anisotropia local para estimar, através do que designou por krigagem morfológica, estruturas geológicas dobradas, que apresentam acentuada variabilidade local de direções de continuidade. As orientações locais são aplicadas na matriz direita de covariâncias do sistema de krigagem. A ideia foi utilizada posteriormente no condicionamento de processos de simulação sequencial para a caracterização de canais de areia de reservatórios (Luis e Almeida, 1997) e na caracterização de variáveis ambientais (Horta et al., 2010).

Para a simulação da morfologia de reservatórios fluviais recorre-se atualmente a três classes de algoritmos: simulação com estatísticas biponto, simulação por objetos (ou Booleana no sentido de corpo não corpo) e simulação com estatísticas multiponto (Quininha, 2015).

Nos primeiros estão incluídos os algoritmos geoestatísticos clássicos de Simulação Sequencial da Indicatriz, que utilizam como ferramenta o variograma (estatística biponto). O variograma permite medir a continuidade espacial de uma variável através da média do quadrado das diferenças entre todos os pares de pontos separados por uma distância h numa determinada direção (Soares, 2006). As estatísticas biponto funcionam mal para caracterizar estruturas de geometria curvilínea, como é o caso dos canais turbidíticos, precisamente porque se for calculado um variograma experimental de uma estrutura curvilínea e outro de uma estrutura não curvilínea, com dimensões equivalentes, os variogramas experimentais obtidos são iguais e a simulação sequencial reproduz a forma da estrutura não curvilínea (Strebelle, 2002; Hashemi et al., 2014).

Os algoritmos baseados em objetos foram desenvolvidos de forma a contornarem algumas das limitações dos modelos baseados em variogramas. Consistem em adicionar objetos à malha de simulação que representam diferentes categorias do que se pretende simular (tipos de rochas, fácies sedimentares, fraturas, entre outros). Para tal, recorre à representação simplificada da forma das estruturas geológicas por retângulos, semicírculos ou meias elipses. Os modelos são obtidos pela geração secção a secção das categorias, condicionadas a fatores como os ângulos azimutais (Deutsch e Wang, 1996). Kuznetsova (2012) e Kuznetsova et al. (2014) propõem a utilização de imagens com orientações locais para a geração de linhas poligonais que constituem o eixo central dos canais de areia e a simulação por campos de probabilidade para a geração da morfologia 3D dos canais. Esta abordagem possui, no entanto, duas limitações principais: cada classe de objetos requer a sua figura geométrica simplificada e nem todas as estruturas podem ser representadas por objetos simples, além de que o condicionamento aos dados pode ser difícil, sobretudo se forem muito densos (Strebelle, 2002; Liu, 2006).

A simulação por estatísticas multiponto é uma abordagem mais recente que utiliza correlações entre três ou mais pontos, o que, em teoria, tem a capacidade de reproduzir estruturas complexas e curvilíneas (Arpat, 2005). Este método substitui a tabela biponto do variograma por uma tabela de estatísticas multiponto, ou seja, quantifica a probabilidade de ocorrência de um arranjo espacial de categorias. Para construir uma tabela de estatísticas deste tipo é necessário utilizar uma imagem com o aspeto que se pretende recriar, a chamada imagem de treino. Quantificando estatísticas multiponto dos arranjos encontrados na imagem de treino, podem-se simular novas imagens condicionadas às estatísticas previamente calculadas. O algoritmo multiponto original foi proposto por Guardiano e Srivastava (1993), impulsionados por Andre Journel na Universidade de Stanford. O algoritmo era, no entanto, muito pesado computacionalmente uma vez que voltava a percorrer a imagem de treino de cada vez que tinha de simular um novo nó, tornando-o impraticável. Strebelle (2002), também um

aluno de Journal, propôs um novo algoritmo denominado SNESIM (*Single Normal Equation Simulation*) em que a imagem de treino apenas precisava de ser analisada uma vez, representando um marco no desenvolvimento da geoestatística multiponto, visto que foi o primeiro algoritmo realmente praticável (Liu, 2006)

Nesta versão mais recente, a imagem de treino é analisada apenas uma vez no início do processamento fazendo percorrer uma matriz de amostragem (*template*) de dimensão pré-definida, que extrai os padrões da imagem e quantifica as respectivas frequências ou probabilidades de ocorrência. Os resultados são armazenados numa estrutura de dados chamada “árvore de busca”, sendo armazenados apenas os arranjos que ocorrem na imagem de treino. A utilização de uma árvore de busca torna eficiente o registo das ocorrências da imagem de treino e a avaliação da probabilidade de ocorrência de uma determinada categoria numa localização ainda não simulada. O algoritmo segue um processo típico de simulação sequencial, visitando os nós a simular através de um caminho aleatório e condicionando a simulação aos dados originais e aos valores previamente simulados (Strebelle, 2002; Arpat, 2005; Hashemi et al., 2014; Pyrcz e Deutsch, 2014; Renard e Mariethoz, 2014). Algumas versões ainda mais recentes dos algoritmos multiponto podem ser aplicadas a variáveis contínuas porque fazem uma amostragem expedita das imagens de treino em cada iteração de simulação (Mariethoz et al., 2014). Referem-se ainda os trabalhos de Quininha (2015) e Quininha et al. (2015), onde é apresentado um protótipo da simulação multiponto com as classes de azimutes a funcionarem como a variável categórica morfológica para a simulação de canais de areia em reservatórios fluviais.

Pese embora um enorme esforço de investigação computacional para armazenar e aceder à informação registada na “árvore de busca”, esta classe de algoritmos ainda denota muitas limitações no que se refere à dimensão da área de estudo, dimensão dos *templates* e número de litologias que podem ser simuladas. Outro aspeto não menos importante é a simulação das propriedades petrofísicas condicionais às imagens categóricas dos canais simulados por multiponto, porque a posição de um bloco na estrutura de um canal deve condicionar o resultado da simulação das propriedades petrofísicas e neste âmbito não foram encontradas referências recentes a trabalhos.

3.2 METODOLOGIA

A metodologia proposta nesta dissertação tem por finalidade a obtenção de modelos da morfologia e das propriedades petrofísicas, nomeadamente a porosidade e a permeabilidade, de complexos de canais turbidíticos, de forma eficiente e realista à escala de um reservatório. Pode ser dividida em cinco fases principais: 1) preparação da informação de partida; 2) geração da morfologia do complexo e dos canais através de estatísticas multiponto de imagens de treino; 3) conversão do modelo morfológico vetorial para um modelo matricial de fácies / litologias; 4) simulação de imagens da porosidade e da permeabilidade condicionadas à distribuição das fácies nos canais; 5) preparação dos

resultados para a simulação dinâmica, nomeadamente redução do número de blocos por *upscaling* das propriedades e ordenação dos cenários conforme as reservas potenciais de petróleo (OIP – *oil-in-place*).

A fase da geração da morfologia desenvolve-se em estrutura vetorial e utiliza linhas poligonais abertas. Em primeiro lugar procede-se à geração da trajetória do complexo de canais, corrigida localmente por aproximação aos pontos de controlo pré-estabelecidos. A aproximação tem em conta as distâncias máximas de afastamento. A trajetória é obtida através de um algoritmo de simulação por linhas poligonais (objetos) condicionada a estatísticas multiponto de uma trajetória de treino. O mesmo algoritmo é utilizado para a geração do modelo morfológico vetorial dos canais individuais. As linhas centrais destes canais individuais são condicionadas à posição da trajetória do complexo anteriormente simulado, cujos vértices passam a funcionar como pontos de controlo com um afastamento máximo.

Seguidamente, tendo em conta as linhas centrais dos canais previamente simuladas, são gerados o modelo de litofácies em estrutura matricial na malha de blocos de alta resolução do reservatório considerando um modelo conceptual de conversão de distância e posição à linha central. Este modelo conceptual tem em conta a segregação lateral e em profundidade das fácies. Outro fator que tem uma influência muito relevante na distribuição das propriedades petrofísicas é que os complexos turbidíticos são formados por migração e agitação vertical dos canais, sendo que os canais que se estão a desenvolver podem escavar parte dos mais antigos e preenchê-los novamente. Para reproduzir estes processos no modelo, as fácies são atribuídas reproduzindo a sequência de deposição, pela ordem do canal mais antigo (na base do reservatório) para o mais recente (no topo do reservatório).

A simulação das variáveis porosidade e permeabilidade é feita numa versão adaptada da SSD (Soares, 2001) proposta por Roxo (2011), onde são utilizadas para condicionamento as imagens categóricas das fácies, as leis de distribuição da porosidade e da permeabilidade condicionais às fácies e as médias locais destas variáveis na malha de blocos.

Finalmente, na última fase, faz-se a conversão por *upscaling* dos valores da porosidade e permeabilidade da malha de blocos de alta resolução da geoestatística para a malha de blocos da simulação dinâmica. Esta transformação permite que para a permeabilidade seja gerado um tensor por bloco. Na ordenação das imagens simuladas é utilizado um procedimento de aglomeração de blocos adjacentes de maior permeabilidade e quantificação da porosidade média nesses blocos (indicador de P-OIP).

A metodologia proposta encontra-se esquematizada no diagrama da figura 3.1.

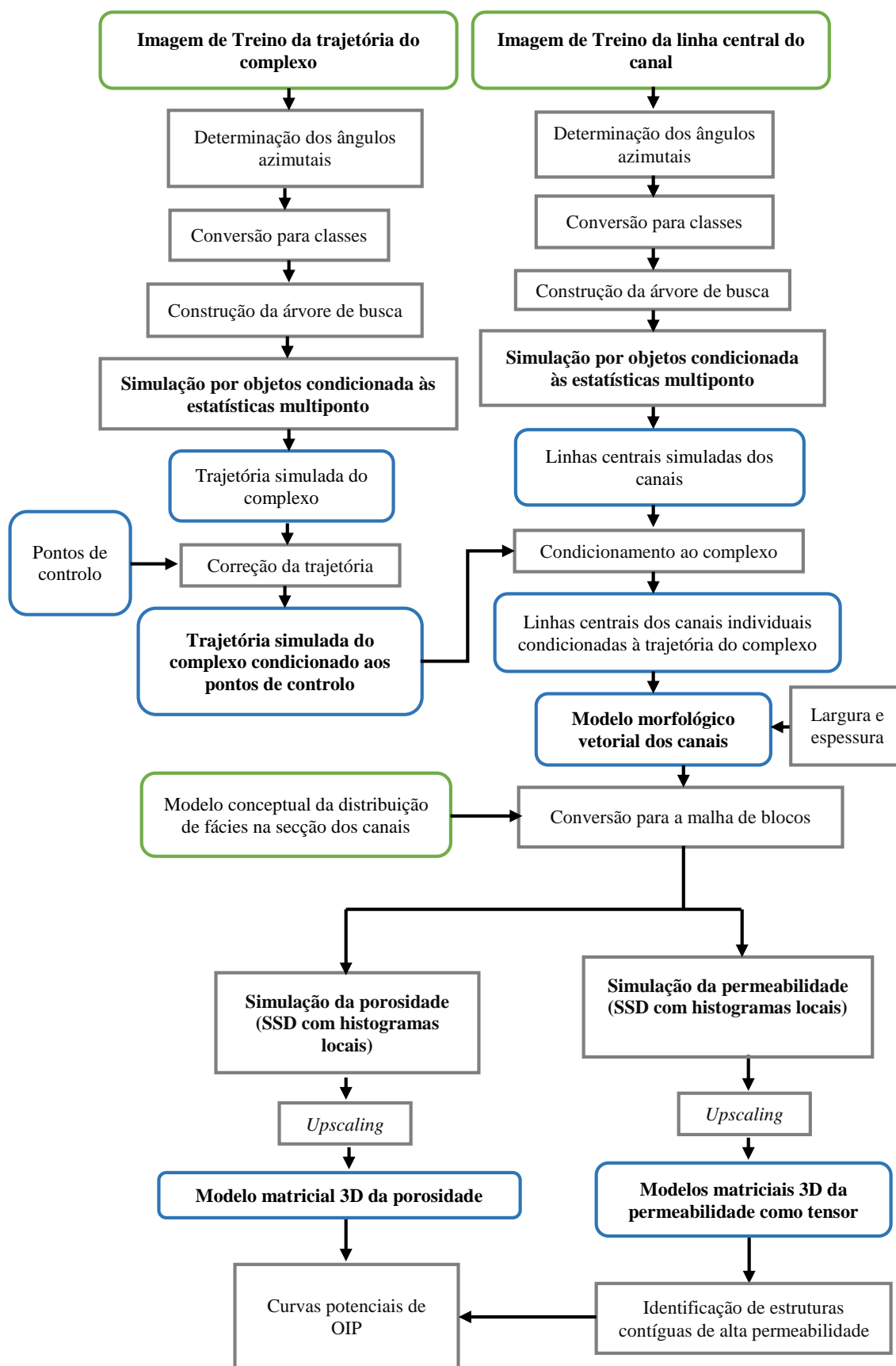


Figura 3.1- Etapas da metodologia adotada para o presente estudo.

O algoritmo desenvolvido no contexto desta dissertação denomina-se CHOMS v2.0 e consiste numa evolução do CHOMS v1.0 (Quininha, 2015) de forma a poder ser utilizado para a simulação dos complexos. Das alterações realizadas ao algoritmo inicial destacam-se as seguintes:

- As estatísticas multiponto retiradas das imagens de treino passam a ser armazenadas numa árvore de busca, o que permite que as dimensões do *template* possam ser alteradas para qualquer valor. A simulação é ainda computacionalmente mais eficiente.
- A trajetória do complexo é condicionada por pontos de controlo e as trajetórias dos canais individuais são condicionadas pela localização da trajetória do complexo que passa a funcionar discretizado como pontos de controlo;
- A atribuição das fácies respeita a antiguidade dos canais sendo feita do mais antigo (base) para o mais recente (topo) cujas geometrias prevalecem;
- A simulação das propriedades petrofísicas é feita por SSD condicionada a histogramas locais e está integrada com a geração da morfologia.

Nos subcapítulos seguintes 3.3, 3.4 e 3.5 da dissertação, é apresentada uma descrição detalhada de cada etapa da metodologia. No anexo I apresenta-se o suporte teórico dos métodos geoestatísticos utilizados na simulação da porosidade e permeabilidade e variáveis geométricas espessura e largura dos canais.

3.3 GERAÇÃO DO MODELO MORFOLÓGICO

3.3.1 Informação de partida

Para as fases da geração do modelo morfológico, a informação necessária é a seguinte:

- Estabelecimento das dimensões do reservatório, onde a altura do reservatório coincide com a altura estimada do complexo;
- Estabelecimento de pontos de controlo nos locais em onde é “aproximadamente” conhecida a posição do complexo (fontes: geofísica, poços) e distâncias máximas de afastamento (incerteza);
- Preparação e digitalização de imagens de treino de trajetórias de complexos e de linhas centrais de canais turbidíticos individuais, como linhas poligonais abertas;
- Estabelecimento de leis de distribuição das variáveis geométricas largura e espessura de canais turbidíticos e correlação entre estas medidas;
- Simulação de valores de espessura por SSD e simulação de valores de largura por Co-SSD (Quininha, 2015).

3.3.2 Simulação das trajetórias dos complexos

Uma vez que os sistemas de canais turbidíticos são constituídos por complexos formados por conjuntos de dois ou mais canais, torna-se essencial começar por simular trajetórias de complexos que irão condicionar, posteriormente, a simulação dos canais individuais. O procedimento seguido nesta etapa é o seguinte:

1. Digitalização da trajetória do complexo da imagem de treino como uma linha poligonal, e regularização para n segmentos de reta com igual comprimento.
2. Para cada segmento de reta da trajetória de treino, considerados os respetivos pontos início e fim i e j , é determinado o ângulo azimutal $Az(x_{ij})$. Estes ângulos constituem uma variável contínua, circular, que pode variar entre 0° e 360° , tendo por convenção o sentido do Norte e aumentando no sentido horário.
3. Transformação dos ângulos para variável categórica através da sua conversão para classes de azimutes. Por exemplo, se for definido que as classes têm intervalos de 20° , são estabelecidas 18 classes de 20° cada (figura 3.2).

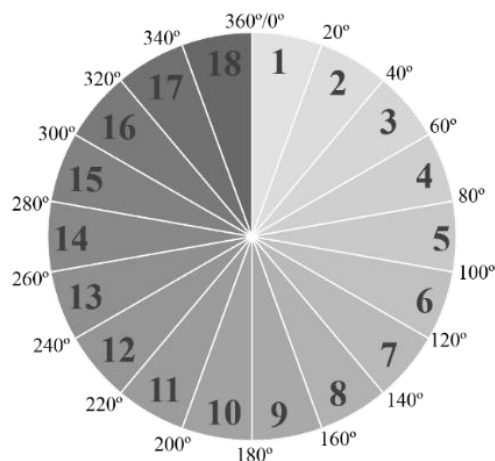


Figura 3.2- Exemplo de estabelecimento de 18 classes de azimutes com intervalos de 20° cada.

4. Cálculo dos resíduos dos ângulos $R(x_{ij})$, ou seja, a diferença entre o ângulo azimutal do segmento $Az(x_{ij})$ e o ângulo azimutal que corresponde ao centro da classe para a qual é convertido $Az^C(x_{ij})$: $R(x_{ij}) = Az(x_{ij}) - Az^C(x_{ij})$. Cada trajetória de treino passa a ser definida por duas listagens 1D de valores: a primeira corresponde às classes de azimuth e a segunda aos valores dos ângulos residuais. Estas duas listagens têm toda a informação da geometria da trajetória de treino e permitem reconstruir exatamente a sua forma.

5. Simulação de conjuntos de valores de resíduos através de SSD, com um modelo de variograma previamente definido. A simulação é do tipo não condicional e utiliza o histograma dos resíduos obtido com os dados experimentais, que segue uma lei uniforme.
6. Análise da imagem de treino com um *template* 1D de dimensão máxima pré-definida. À medida que a imagem é percorrida pelo *template*, vão sendo armazenadas numa estrutura de dados em árvore, as estatísticas multiponto das sequências de classes que são sucessivamente encontradas, juntamente com as respetivas frequências absolutas. A organização da estrutura chama-se em árvore porque regista todas as sequências de valores encontradas na imagem de treino, desde o tamanho 1 célula até à dimensão máxima do *template* pretendido (K células). Sempre que é encontrada uma sequência no percurso do *template*, o algoritmo verifica se esta sequência já existe na árvore e então ou inicia-a caso não exista ou acumula a frequência absoluta caso já exista. No final da avaliação, as frequências absolutas (número de ocorrências) são convertidas para frequências relativas que têm o significado de probabilidade de ocorrência: para cada dimensão da sequência do *template* as frequências somam um. Para uma melhor compreensão da forma como são registadas no código as estatísticas multiponto na árvore de busca desenvolvida nesta dissertação, na tabela 3.1 apresenta-se um extrato de um ficheiro com estas estatísticas para um *template* com a máxima dimensão de cinco segmentos de reta.

Tabela 3.1- Exemplo de um extrato de um histograma multiponto de classes de azimuth para um *template* até 5 células.

Nº células do <i>template</i>	Sequências (o 0 significa “qualquer classe”)					Frequência	Somatório das frequências
Uma	9	0	0	0	0	0,325758	1
	(...)					(...)	
	13	0	0	0	0	0,007576	
Duas	8	7	0	0	0	0,007634	1
	(...)					(...)	
	10	13	0	0	0	0,038168	
Três	6	6	7	0	0	0,007692	1
	(...)					(...)	
	10	13	14	0	0	0,038462	
Quatro	8	9	9	10	0	0,007752	1
	(...)					(...)	
	10	13	14	12	0	0,038760	
Cinco	10	11	12	11	11	0,007813	1
	(...)					(...)	
	8	7	8	8	9	0,007813	

7. Simulação da trajetória do complexo através da simulação por objetos de linhas poligonais, condicionada às estatísticas multiponto calculadas e armazenadas na árvore de busca. A simulação começa num hipotético ponto origem e evolui por iterações até atingir um comprimento previamente estabelecido (número de segmentos = número de classes de azimuth). Este procedimento pode ainda ser dividido em duas subetapas, na primeira geram-se listas de classes de azimuth e na segunda constrói-se a linha poligonal da trajetória. Se a dimensão máxima do *template* for K células, em cada iteração fazem-se os seguintes procedimentos para a geração das listas de classes de azimuth: (i) identificar as $K-1$ classes de azimuth obtidas nas iterações anteriores; (ii) pesquisa da sequência de $K-1$ classes na árvore de busca, e identificação das classes de azimuth admissíveis (isto é que se encontram na imagem de treino) e respectivas probabilidades de ocorrência; (iii) aplicação do procedimento de Monte Carlo para gerar uma solução; (iv) voltar a (i) até que todas as classes de azimuth tenham sido geradas. Seguidamente constroem-se as linhas poligonais segmento a segmento de reta. Para cada segmento determina-se o respetivo ângulo azimuthal (ângulo da classe + resíduo simulado) e determinam-se as coordenadas do ponto final que, no segmento seguinte, passam a ser do ponto início.

Ao longo da simulação das classes de azimuth pode acontecer que seja gerada uma sequência cuja solução para o ponto seguinte seja única. Nestes casos, faz-se a redução da dimensão do *template* para que possam existir pelo menos duas alternativas em cada iteração. A título de exemplo, imagine-se que já foi simulada a sequência de classes {1; 3; 6; 9}. A simulação do nó seguinte irá basear-se nas probabilidades observadas na imagem de treino tendo em conta esta sequência, mas pode acontecer que na imagem de treino apenas tenha sido encontrada a sequência {1; 3; 6; 9; 2}. Nestes casos, a solução é reduzir o tamanho do *template* para {3; 6; 9} e, quando se reduz, o número de soluções alternativas aumenta. Estas variações temporárias do tamanho do *template* tiram partido da estrutura em árvore com que é feito o registo das sequências encontradas na imagem de treino.

8. Depois de gerada uma solução para a linha poligonal, esta linha é ajustada de forma a aproximar-se dos pontos de controlo. Cada ponto de controlo tem associado um raio de influência (ou distância máxima) e a correção da trajetória é realizada da seguinte forma: (i) geração aleatória de um ponto origem nas imediações do primeiro ponto de controlo e translação do primeiro ponto da linha poligonal da trajetória até esse ponto origem; (ii) sucessivamente, para cada ponto de controlo, gerar aleatoriamente uma distância de passagem entre zero e o raio de influência que foi estabelecido e rodar a linha poligonal da trajetória até que um dos seus pontos fique à distância gerada aleatoriamente. A rotação da linha poligonal é feita por troços e pontos de controlo: quando é atuado o segundo ponto de controlo a rotação envolve toda a linha poligonal sobre o primeiro ponto; quando é atuado o terceiro ponto de controlo, já só é rodada a parte da linha poligonal que se segue ao ponto que ficou indexado ao segundo ponto de controlo, e assim sucessivamente até ao último ponto de controlo, que dita o fim da trajetória. A figura 3.3 apresenta um esquema simplificado deste processo. Importa referir que o procedimento de aproximação aos pontos de controlo prevalece, e que, por isso, os histogramas multiponto das trajetórias finais simuladas podem ser diferentes do histograma multiponto dos canais de treino. Todavia, estes desvios serão tanto menores quanto maior for a coerência entre a trajetória de treino e os pontos de controlo.

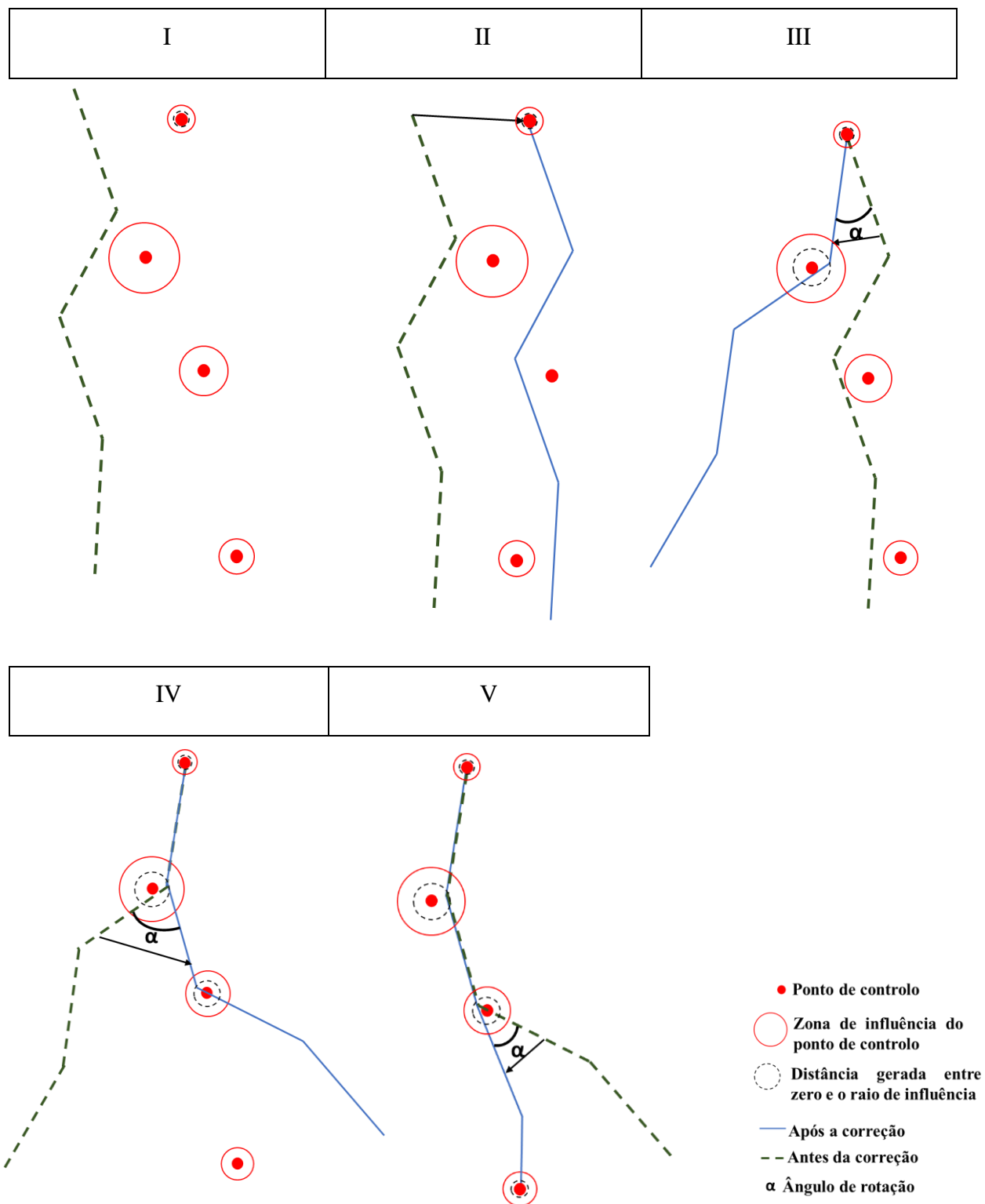


Figura 3.3- Esquema simplificado da correção da trajetória do complexo de canais por pontos de controle: I) trajetória simulada sem correção e pontos de controle estabelecidos; II) o primeiro ponto da trajetória é deslocado para a proximidade do primeiro ponto de controle; III) rotação para o segundo ponto de controle; IV) rotação para o terceiro ponto de controle; V) rotação para o quarto ponto de controle, ditando o fim da trajetória.

3.3.3 Modelo morfológico dos canais turbidíticos

Terminada a simulação da trajetória do complexo, segue-se a simulação de linhas centrais de canais turbidíticos individuais, também como linhas poligonais. O condicionamento dos canais individuais à trajetória do complexo é cumprido através da definição de um volume em que pode ocorrer a simulação e, assim, os pontos do complexo atuam como pontos de controle. Para tal, são definidas distâncias de tolerância a partir da linha poligonal da trajetória do complexo. As distâncias no topo e na base do reservatório podem ser diferentes, fazendo com que o complexo adquira uma forma como a representada na figura 3.4.

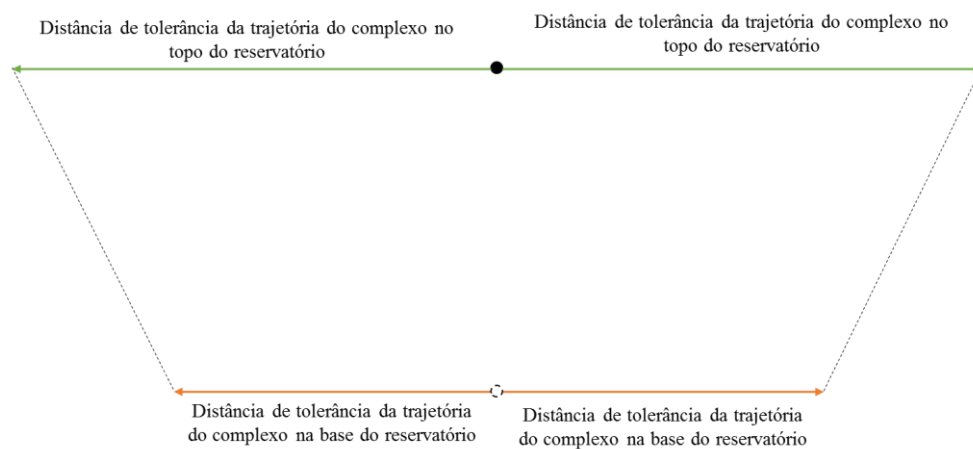


Figura 3.4- Distâncias de tolerância a partir dos vértices da trajetória do complexo, definindo as secções de simulação dos canais individuais.

A geração das linhas centrais dos canais turbidíticos é feita pelo mesmo algoritmo de simulação do complexo, agora atribuindo diferentes profundidades entre o topo e a base do reservatório no volume definido como na figura 3.4. A simulação é condicionada às imagens de treino de linhas poligonais como linhas centrais de canais turbidíticos. O procedimento é o seguinte:

1. Simulação do número de linhas centrais conforme os canais pretendidos, através do mesmo procedimento da simulação da trajetória do complexo entre os passos 1 e 7, utilizando agora as imagens de treino dos canais;
2. Atribuição das dimensões largura e espessura em cada vértice das linhas poligonais que constituem as linhas centrais dos canais turbidíticos simulados. Para isso, são utilizados os vetores das dimensões previamente simulados a partir das leis cumulativas estabelecidas na informação de partida. Após a atribuição das dimensões, cada canal turbidítico fica delimitado por quatro linhas poligonais: o topo do canal, as duas margens laterais e a base (paralela ao topo).

3.4 GERAÇÃO DO MODELO DE FÁCIES

Após a geração do modelo morfológico dos canais turbidíticos, é aplicado um modelo conceptual de fácies em secção do canal de forma a obter um modelo global de fácies para o reservatório. Para este modelo conceptual foram consideradas cinco regiões com as seguintes características (as regiões de I a IV fazem parte dos canais e a V é exterior aos canais) (figura 3.5 a): I – areia grossiera; II – areia de grão médio; III – areia fina; IV – areia fina e silte; V – argila. Este modelo é baseado nos trabalhos de Quininha, 2015. Na figura 3.5 b) apresenta-se o modelo de fácies em modo matricial, que resulta da conversão dos canais da linha central para a matriz de blocos.

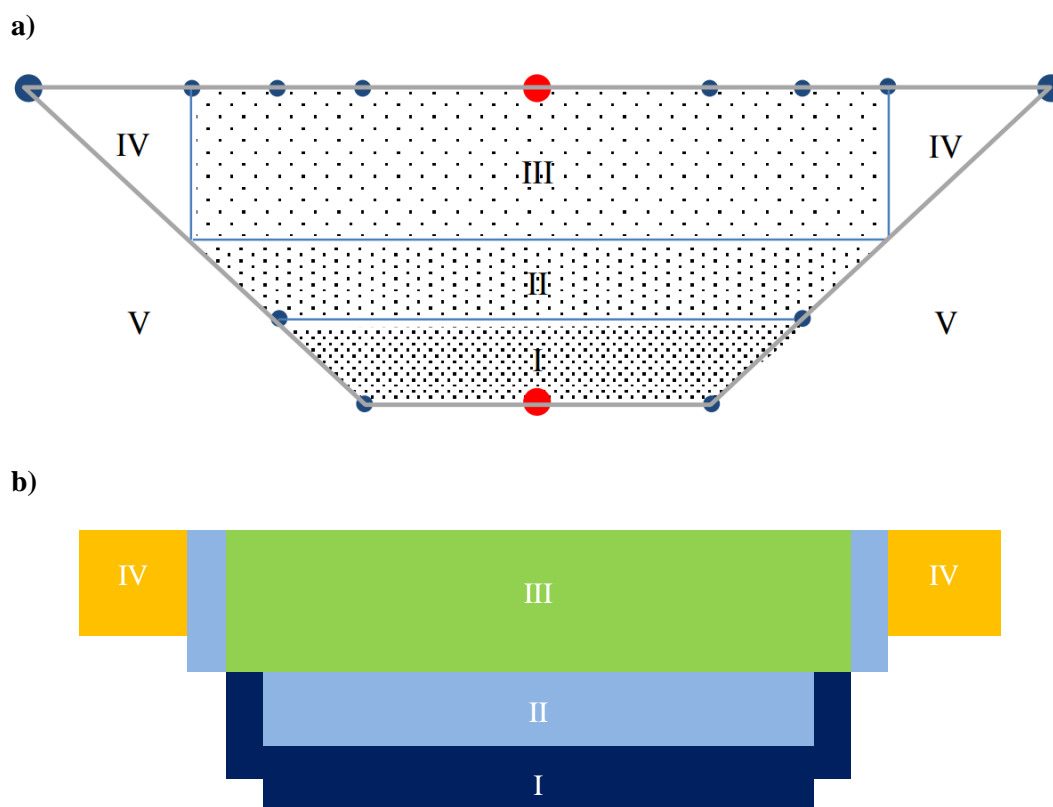


Figura 3.5- a) Modelo conceptual considerado para a distribuição de fácies na secção de um canal (retirado de Quininha, 2015); b) modelo conceptual da distribuição de fácies na secção do canal utilizado neste trabalho já em modo matricial.

Para a geração do modelo global de fácies são conduzidas as seguintes subetapas:

1. Geração de uma malha de blocos, preferencialmente com blocos de pequena dimensão (malha de alta resolução), de forma a capturar o melhor possível as variações de fácies, lateralmente e em profundidade, dos canais. Com o nível computacional dos computadores atuais, para este procedimento podem ser geradas malhas com cerca de 10 milhões de blocos ou até mais.

2. Considerando a posição do ponto central de cada bloco relativamente à linha central do canal turbidítico, é-lhe atribuída uma região do modelo conceptual de fácies. É então atribuída ao bloco a região do modelo conceptual coincidente com a do ponto central.

Como foi referido anteriormente, a agração vertical e migração dos canais individuais afeta a distribuição das fácies, uma vez que os canais mais recentes podem escavar e preencher os mais antigos. Desta forma, é como se as partes dos canais mais antigos que são intersectados pelos mais recentes desaparecessem, sendo substituídas pelas partes dos mais recentes. Por este motivo, a atribuição das fácies é gerada do canal mais antigo para o mais recente.

3.5 GERAÇÃO DE IMAGENS DAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS E *UPSCALING*

A porosidade (*phie*, ϕ) é uma propriedade petrofísica que se define como a razão entre o volume de espaços vazios de uma rocha e o seu volume total, e pode ser expressa em percentagem ou fração. Este atributo reflete a capacidade de armazenamento de fluidos num reservatório. Normalmente os reservatórios são caracterizados por porosidades superiores a 0% e inferiores a 40% (Archer e Wall, 1986; Gluyas e Swarbrick, 2004).

A permeabilidade (K) pode ser definida como a capacidade que uma formação tem em permitir o fluxo de fluídos. Para ser viável, um reservatório deve ser permeável, para que os hidrocarbonetos possam ser extraídos com sucesso. Simultaneamente, a rocha tem de possuir espaços vazios que estejam interconectados (porosidade efetiva) de forma a que o fluido se possa deslocar por esses mesmos espaços. A unidade da permeabilidade é o Darcy (D), no entanto, é normalmente expressa em milidarcy (mD) (Archer e Wall, 1986; Gluyas e Swarbrick, 2004). Nas rochas a permeabilidade não é, normalmente, uma propriedade idêntica em todas as direções, por isso é anisotrópica e apresenta-se como uma matriz tensor de permeabilidade.

Warren e Price (1961 *in* Archer e Wall, 1986) demonstraram que se pode aproximar o comportamento de um sistema heterogéneo a um sistema uniforme através da determinação da média geométrica das permeabilidades:

$$\bar{K}_G = (K_1 \times K_2 \times K_3 \dots K_n)^{1/n}.$$

De acordo com Archer e Wall (1986), dois sistemas heterogéneos geometricamente simples podem ser utilizados para determinar um valor médio apropriado para representar um sistema homogéneo equivalente. O primeiro sistema é composto por camadas paralelas verticais e o segundo por camadas paralelas horizontais (figura 3.6 a) e 3.6 b)); as camadas têm permeabilidades isotrópicas e constantes.

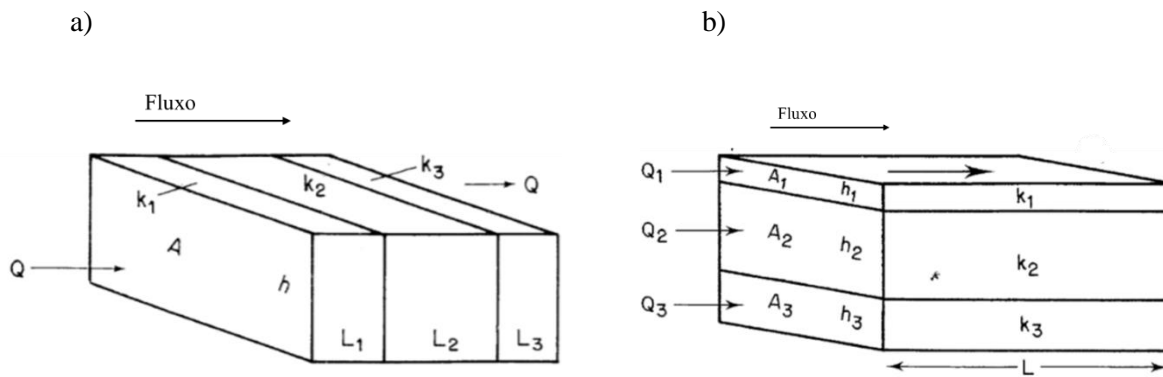


Figura 3.6- Sistemas heterogêneos utilizados para demonstrar a determinação de médias para a permeabilidade equivalente em sistemas homogêneos: a) camadas paralelas verticais; b) camadas paralelas horizontais (adaptado de Archer e Wall, 1986).

Para o primeiro caso, os autores concluíram que deve ser utilizada a média harmônica das permeabilidades:

$$\bar{K}_H = \frac{\sum L_i}{\sum \frac{L_i}{k_i}} .$$

Para o segundo caso, afirmam que deve ser utilizada a média aritmética das permeabilidades:

$$\bar{K}_A = \frac{\sum (k_i \times h_i)}{\sum h_i} .$$

3.5.1 Informação de partida

A informação de partida necessária para o desenvolvimento dos modelos é a seguinte:

- Estabelecimento de leis de distribuição da porosidade e da permeabilidade das fácies/regiões presentes no modelo conceitual de fácies;
- Estabelecimento da malha de blocos para o processo de *upscaling* das propriedades, de forma a que a malha de alta resolução seja múltipla dessa malha.

3.5.2 Simulação e *upscaling* da porosidade

No início desta etapa, cada bloco da malha tem atribuída uma determinada região/fácies do modelo conceptual. Através da SSD com histogramas locais, são simulados os valores de porosidade para cada um dos blocos. Como é utilizado um modelo de simulação estocástico, podem ser obtidos quantos cenários equiprováveis se pretendam para o mesmo modelo morfológico de fácies.

O *upscaling* da porosidade para a malha de blocos de menor resolução, adequada para a simulação dinâmica, é realizado da seguinte forma: para cada bloco da malha de menor resolução é calculada a

média aritmética das porosidades atribuídas aos blocos que constituem a malha de maior resolução, inseridos no bloco de menor resolução.

Se cada bloco da malha de maior resolução estiver identificado pelos índices i, j e k e o número de blocos que são agrupados nas direções X, Y e Z forem n, m e t , a porosidade equivalente (ϕ_{eq}) de cada bloco da malha de menor resolução é calculado por:

$$\phi_{eq} = \frac{\sum \phi_{ijk}}{n \times m \times t}$$

3.5.3 Simulação e *upscaling* da permeabilidade

Na simulação da permeabilidade, o modelo de fácies obtido nas etapas anteriores também irá influenciar os valores de permeabilidade atribuídos a cada bloco da malha. Neste caso, os valores de permeabilidade em cada bloco da malha de maior resolução também são simulados por SSD com os histogramas locais, sendo utilizadas as leis de distribuição da permeabilidade de cada uma das fácies do modelo conceptual. À escala da transformação das fácies a permeabilidade é assumida isotrópica e é a transformação por *upscaling* que faz gerar os tensores de permeabilidade, tornando-a anisotrópica.

O processo de *upscaling* da malha de maior resolução para a malha de menor resolução (figura 3.7) é o seguinte: (i) para o cálculo de K_X num bloco da malha de menor resolução é calculada, por linhas paralelas à direção X, a média harmónica dos valores isotrópicos; (ii) calcula-se a média aritmética das médias harmónicas, o que resulta numa permeabilidade equivalente do bloco em X. O mesmo procedimento é seguido para a direção Y, calculando-se a K_Y , e para a direção Z, calculando-se a K_Z .

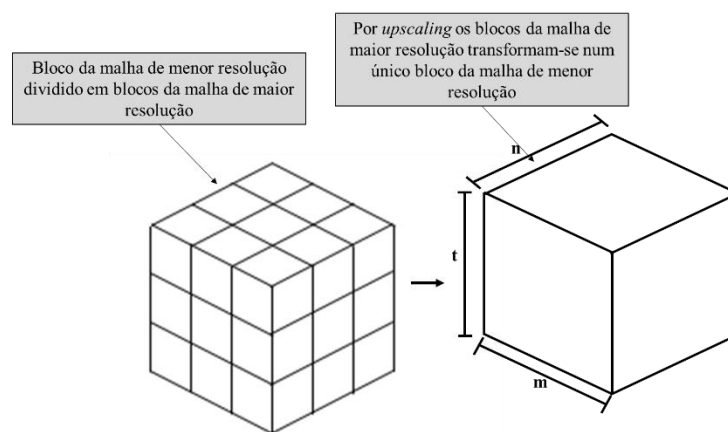


Figura 3.7- Processo de *upscaling* da malha de blocos de maior resolução para a malha de blocos de menor resolução. Através deste processo, conjuntos de blocos da malha de maior resolução são convertidos em um só bloco da malha de menor resolução.

CAPÍTULO 3

Se cada bloco estiver identificado pelos índices i, j e k , média harmónica da permeabilidade para cada direção X, Y e Z é calculada por:

$$K_{X_{jk}} = \frac{m}{\sum_{i=1}^m \frac{1}{K_{ijk}}}$$

$$K_{Y_{ik}} = \frac{n}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{K_{ijk}}}$$

$$K_{Z_{ij}} = \frac{t}{\sum_{k=1}^t \frac{1}{K_{ijk}}}$$

Então, a permeabilidade equivalente para cada bloco da malha de menor resolução (*upscaling*) é calculado pelas médias aritméticas:

$$K_{X_{eq}} = \frac{\sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^t K_{X_{jk}}}{n \times t}$$

$$K_{Y_{eq}} = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{k=1}^t K_{Y_{ik}}}{m \times t}$$

$$K_{Z_{eq}} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m K_{Z_{ij}}}{n \times m}$$

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

Os canais em estudo fazem parte do sistema turbidítico do Congo, localizado no *offshore* da Bacia do Baixo Congo. Esta bacia pertence a uma série de sub-bacias desenvolvidas ao longo da margem Oeste Africana, situando-se entre o Congo e Angola (figura 4.1) (Anderson et al., 2000).



Figura 4.1- Localização geográfica da Bacia do Baixo Congo, entre a Bacia de Gabão e a Bacia do Kwanza (Anderson et al., 2000).

Desde 1995 que o *offshore* da Bacia do Congo se tornou numa zona muito importante na exploração de hidrocarbonetos, sobretudo pela descoberta de potenciais reservatórios associados ao leque submarino do rio Congo (Brownfield e Charpentier, 2006). O leque moderno do Congo é um dos maiores do mundo, estendendo-se ao longo de 800 km desde a plataforma continental da margem Congo-Angola até à planície abissal, atingindo profundidades superiores a 5100 m. Possui uma área estimada de 300 000 km², similar à área do leque do Amazonas e um volume de 0.7 Mkm³. Este sistema submarino é alimentado por um canhão que se estende na plataforma continental e contacta diretamente com o estuário do Rio Congo, o que permite um fornecimento de sedimentos relativamente contínuo, levando a que o leque seja afetado por correntes turbidíticas ainda nos dias de hoje. Por este motivo, o leque submarino do Rio Congo proporciona um laboratório natural para o

estudo dos sistemas turbidíticos (Babonneau et al., 2002; Anka e Séranne, 2004; Savoye et al., 2009). A figura 4.2 apresenta um mapa com a indicação da localização do leque submarino do Rio Congo.

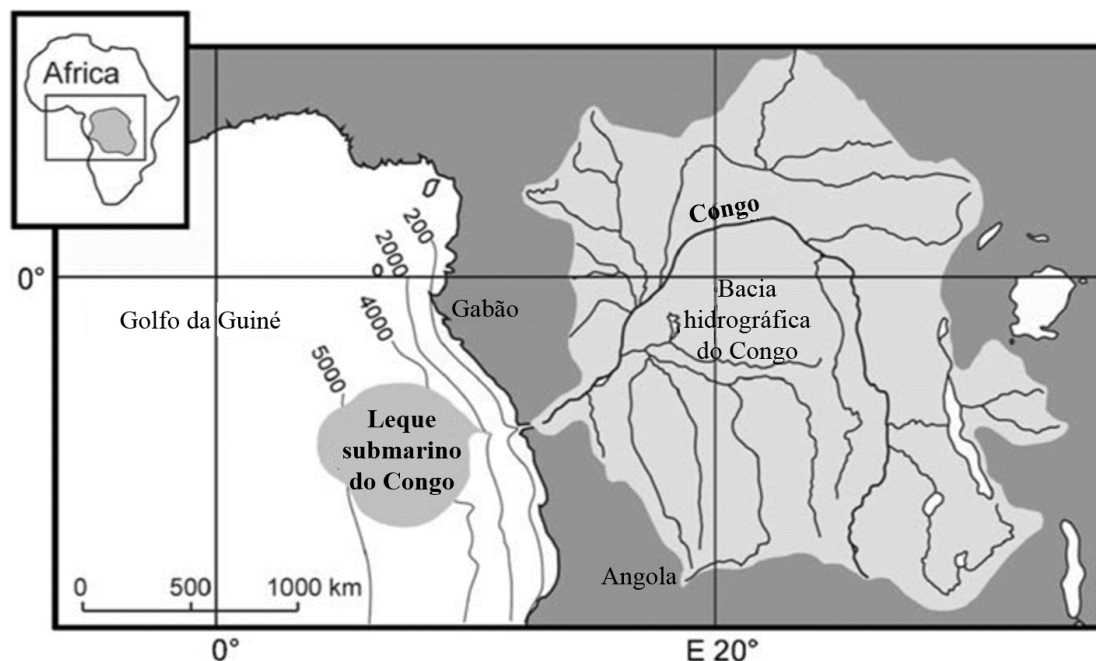


Figura 4.2- Localização do sistema sedimentar do Congo (Savoye et al., 2009).

4.2 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A Bacia do Baixo Congo faz parte de um conjunto de sub-bacias que se estendem desde os Camarões até à Namíbia e que juntas formam a Bacia Salina Aptiana (*Aptian Salt Basin*) na margem Oeste de África. Este conjunto de sub-bacias foi agrupado na Província Costeira Oeste-Central (*West-Central Coastal Province*) e apresentam características estruturais e estratigráficas comuns (Brownfield e Charpentier, 2006).

A margem Oeste Africana é uma margem passiva cuja evolução se iniciou com um sistema de rift continental desenvolvido no supercontinente Gondwana, na transição entre o Jurássico e o Cretácico. Este sistema de rift levou à divisão do Gondwana nos continentes América do Sul e África e, consequentemente, à abertura do Oceano Atlântico sul durante o Cretácico Inferior (Valle et al., 2001; Zuodong e Jianghai, 2011). De acordo com Huc (2004), o processo de rift ter-se-á iniciado pela diminuição de espessura da crosta continental, causada pela subida de rochas ígneas parcialmente fundidas provenientes da astenosfera.

A Bacia do Baixo Congo apresenta séries sedimentares que geralmente se dividem em três unidades principais correlacionadas com três fases tectónicas: depósitos continentais pré-rift do Jurássico, depósitos fluvio-lacustres sin-rift do Cretácico Inferior e a unidade pós-rift composta por grandes acumulações de sal do Aptiano Médio, cobertas por sucessões marinhas espessas do Albiano ao

Holocénico (Savoye et al., 2009). Estas séries sedimentares assentam sobre uma base de rochas metamórficas de idade Proterozóica (2000-1100 Ma).

Durante a fase de pré-rift da margem Oeste Africana, ocorreram processos que levaram ao surgimento de falhas e depressões, formando bacias intracratônicas que se tornaram depocentros para sedimentos de origem continental (aluviais, fluviais e lacustres). As rochas de pré-rift presentes na Bacia do Baixo Congo consistem na Formação Lucula, datada do Jurássico, que assenta diretamente no soco Pré-Câmbrico. Esta formação é composta por arenito micáceo, quartzoso, bem calibrado que resultou de deposição de areias aluvionares ou eólicas. A espessura total destas rochas na Bacia do Baixo Congo é desconhecida, mas alguns poços penetraram mais de 1000 m.

Na fase inicial de rifting no Cretácico inferior, formaram-se uma série de bacias do tipo horst-e-graben, nas quais se instalaram lagos onde se depositaram espessas sequências de material fluvial e lacustre rico em matéria orgânica, levando à formação de algumas das principais rochas geradoras de hidrocarbonetos. Na Bacia do Baixo Congo, estão presentes duas formações desta fase: a Formação Lucula do Cretácico, que assenta sobre a Formação Lucula pré-rift de forma discordante e, a Formação Bucomazi com idades desde o Neocomaniano ao Barremiano. A Formação Bucomazi pode atingir espessuras superiores aos 2100m, sendo composta por argilitos, margas e pelitos (Brownfield e Charpentier, 2006).

A fase de rift cessou no Aptiano e a unidade pós-rift é composta por formações que testemunham a passagem de um ambiente continental para um ambiente marinho (Anderson et al., 2000).

A base da sequência pós-rift na Bacia do Baixo Congo consiste numa sucessão clástica transgressiva, desde arenitos fluviais a argilitos lagunares, denominada Formação Chela (Brownfield e Charpentier, 2006; Anka et al., 2009).

No Aptiano houve deposição salina em condições marinhas restritas, representada pela Formação Loeme, composta por halite, sais de potássio e anidrite e com uma espessura de pelo menos 1000m (Anderson et al., 2000; Brownfield e Charpentier, 2006; Anka et al., 2009).

Durante o Albiano desenvolveu-se uma plataforma carbonatada que deu origem ao Grupo Pinda, com 1200m de espessura e composta por unidades carbonatadas e siliciclásticas depositadas em ambientes do tipo *sabkha* e de águas rasas. À medida que continuava a extensão do fundo do mar e a subsidência termal, o nível do mar subiu, estabelecendo-se condições de mar aberto, o que terminou com a produção carbonatada. Desta forma, a partir do Cenomaniano até ao Eocénico, a taxa de sedimentação foi baixa e caracterizada por pelitos e depósitos siliciclásticos marinhos dos Grupos Iabe e Landana (Anderson et al., 2000; Valle et al., 2001; Brownfield e Charpentier, 2006; Anka et al., 2009).

Entre o Cenomaniano e o Maastrichtiano, estabeleceram-se condições anóxicas na bacia, gerando regionalmente argilitos negros ricos em material orgânico, que constituem rochas geradoras ao longo da margem passiva (Anderson et al., 2000) (figura 4.3).

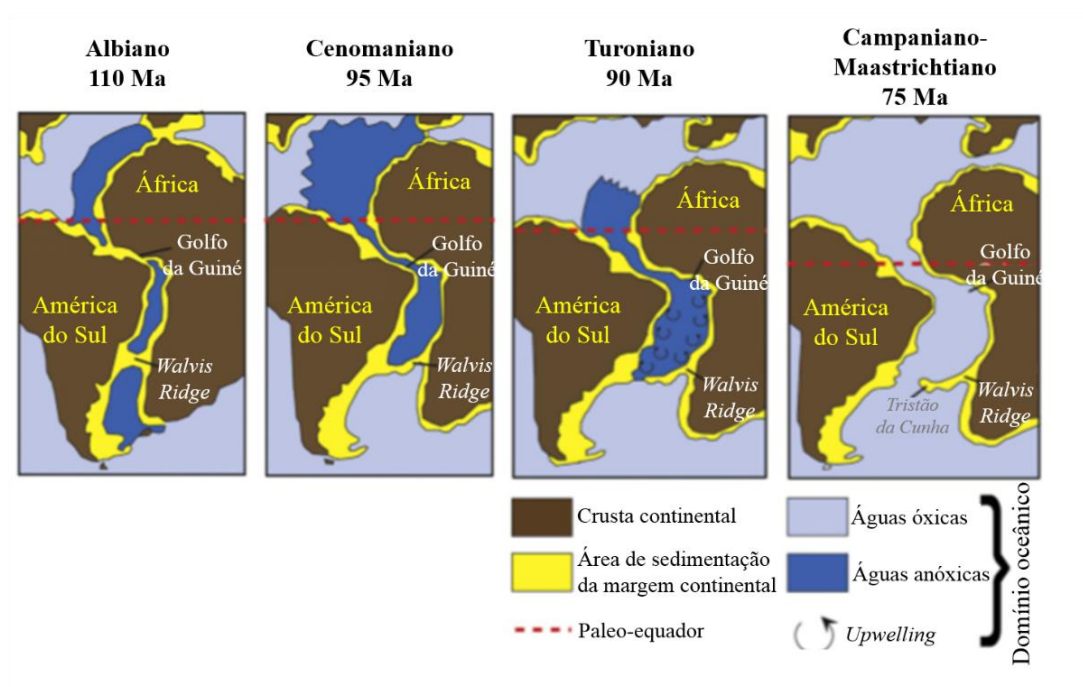


Figura 4.3- Mapas paleogeográficos da separação entre o continente Africano e a América do Sul durante o Cretácico (adaptado de Beglinger et al., 2012).

A passagem do Eocénico para o Oligocénico é caracterizada por uma discordância estratigráfica que se deve a um grande evento erosivo submarino que removeu cerca de 500m de sedimentos (Anka et al., 2009). Além disso, no Oligocénico, ocorreu uma mudança no padrão de deposição de agradacional, que representava uma fase transgressiva, para progradacional. Nesta altura, é também registado um importante aumento no acarreo sedimentar terrígeno, evidenciado pelo desenvolvimento do enorme leque submarino do Rio Congo. A origem destas grandes alterações é ainda motivo de controvérsia (Anka e Séranne, 2004). Elas podem estar relacionadas com a descida do nível do mar devido ao arrefecimento da temperatura do planeta por um evento glacial ou com razões epirogénicas relacionadas com o *uplift* do continente Africano no Miocénico, ou então, provavelmente, com a combinação de ambos (Anderson et al., 2000; Anka et al., 2009). Ao longo do Miocénico, o continente Africano foi afetado por *uplift*, aumentando o relevo na margem continental e o fornecimento de sedimentos terrígenos por erosão do interior Africano e induziu o rearranjo progressivo das bacias hidrográficas. O canhão submarino do Rio Congo permitiu um fluxo sedimentar contínuo que levou à deposição na bacia da Formação Malembo. A Formação Malembo apresenta uma espessura superior a 3000m e consiste em argilito marinho com vários intervalos com espessuras superiores a 25m de canais de areia turbidíticos (Valle et al., 2001; Savoye et al., 2009). A figura 4.4 apresenta uma coluna litoestratigráfica da Bacia do Baixo Congo, indicando as idades, litologias, nomes das formações, potenciais rochas geradoras e fases tectónicas.

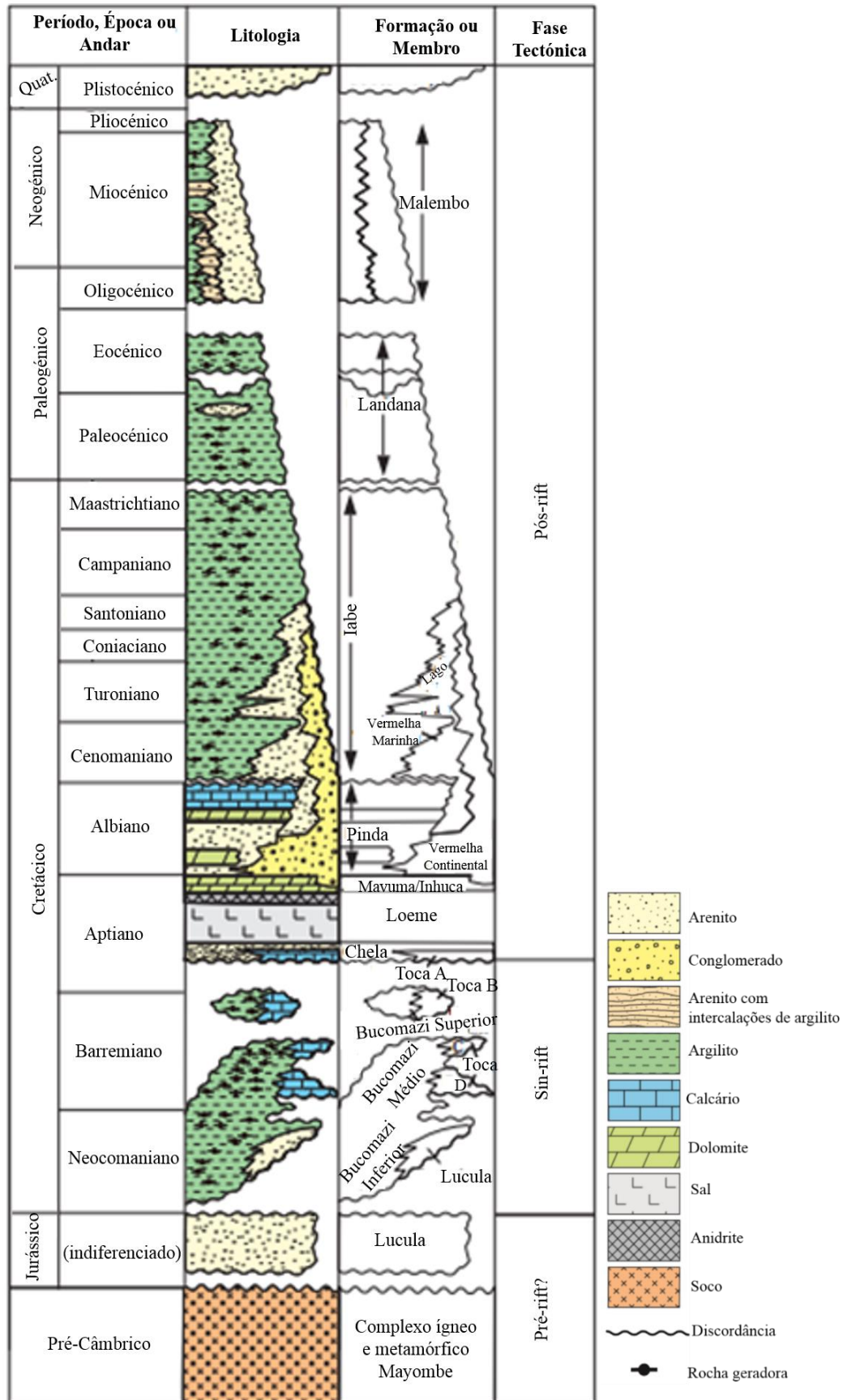


Figura 4.4- Coluna cronostratigráfica da Bacia do Baixo Congo (adaptado de Brownfield e Charpentier, 2006).

4.3 ENQUADRAMENTO TECTÓNICO E ESTRUTURAL

Como referido anteriormente, a margem passiva oeste Africana resultou da abertura do Atlântico sul que se iniciou com um sistema de rift no supercontinente Gondwana. O rifting ocorreu durante o Cretácico Inferior (144-127Ma) (Beglinger et al., 2012). Cainelli e Mohriak (1999 *in* Beglinger et al., 2012) propuseram um modelo geodinâmico para a evolução do Atlântico sul, no qual distinguem cinco fases caracterizadas por diferentes padrões de tectónica e sedimentação. O período pós-rift tem sido dominado por subsidência termal (figura 4.5) (Valle et al., 2001).

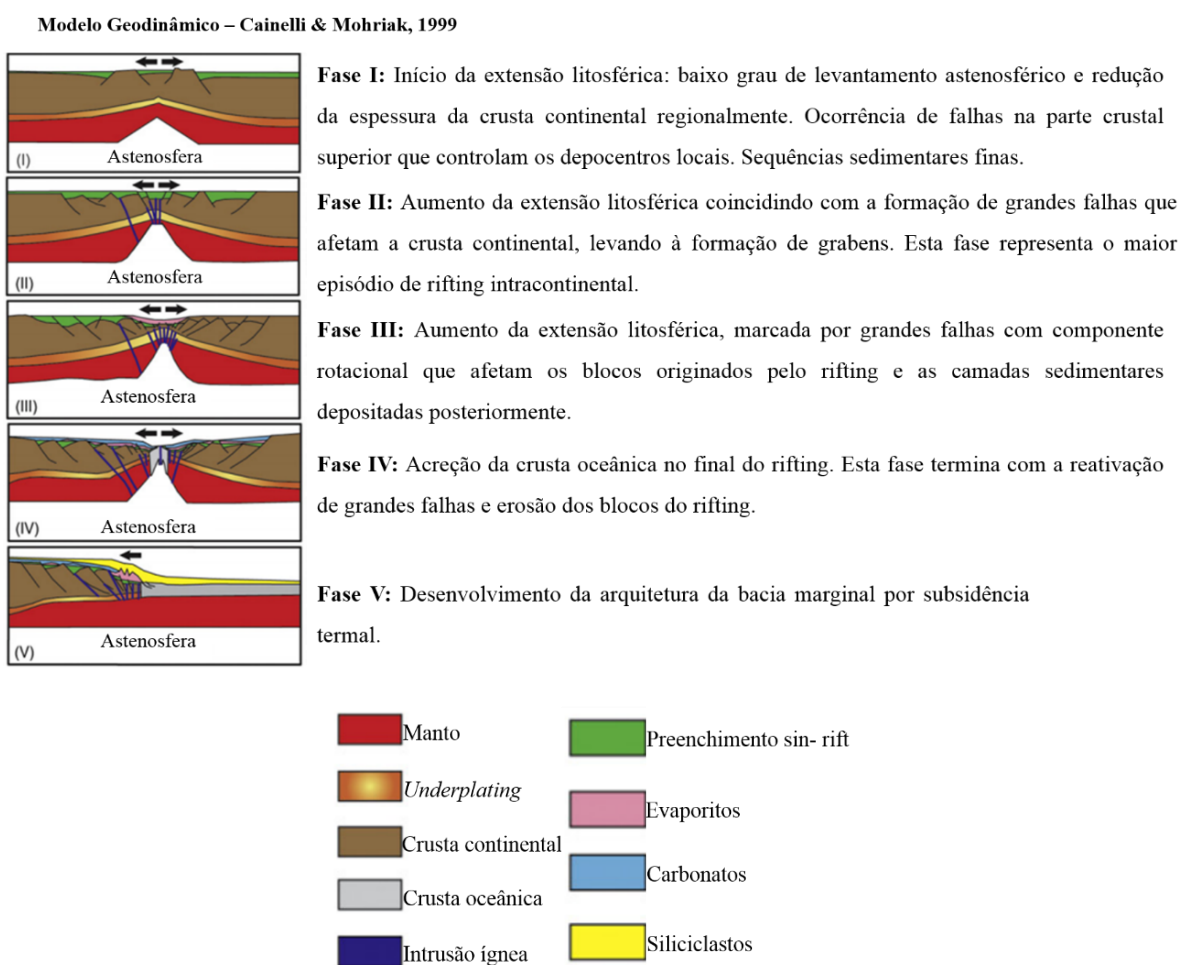


Figura 4.5- Modelo geodinâmico simplificado da evolução tectónica das margens das bacias do sul do oceano Atlântico (adaptado de Beglinger et al., 2012).

Os fenómenos de tectónica gravitacional são muito importantes na margem oeste Africana. Na Bacia do Baixo Congo esta atividade começou a atuar durante a deposição dos sedimentos pós-sal da Formação Pinda, servindo a camada evaporítica Aptiana da Formação Loeme como superfície de descolamento. A tectónica gravitacional persistiu ao longo do Cenozóico como resultado do grande fornecimento sedimentar e do basculamento da margem para Oeste durante o Miocénico. Por esta

razão, a Bacia do Baixo Congo apresenta uma deformação *thin-skin*, que se caracteriza por um domínio extensivo com direção para Oeste, junto ao talude da margem e, um domínio compressivo no interior da bacia (Anderson et al., 2000; Valle et al., 2001; Broucke et al., 2004). Broucke et al. (2004) identificou quatro domínios estruturais na bacia, de Este para Oeste:

1. O domínio na parte superior do talude é caracterizado por falhas lístricas derivadas da camada evaporítica, que levaram ao basculamento dos blocos com rolos de sal (*salt rollers*) na base das falhas;
2. O domínio seguinte é o das falhas de crescimento, em que existiu grande extensão *thin-skin*, levando à formação de *rafts* com espaçamentos entre 5 a 40 km, que alternam com grabens;
3. Segue-se o domínio dos diapiros, caracterizado por grandes diapiros salinos e complexas estruturas salinas. A maioria dos diapiros estão atualmente em geometria compressiva, sendo interpretados como diapiros que foram comprimidos durante o movimento dos *rafts* ao longo do talude.
4. O último domínio, mais a Oeste, é um domínio compressivo muito pouco conhecido devido às massas de sal alóctones que resultam em imagens sísmicas de fraca qualidade.

A figura 4.6 apresenta um mapa da Bacia do Baixo Congo dividida com os domínios propostos e a figura 4.7 apresenta o perfil geológico correspondente à secção traçada na figura 4.6.

A tectónica de *raft* é um mecanismo de deformação pós-rift muito importante na Bacia do Baixo Congo. O termo *raft* é aplicado para denominar blocos da mesma camada que são de tal forma separados que já não existe contacto entre o muro e o teto da falha devido ao movimento ao longo de uma superfície de descolamento por extensão extrema. Os pré-*rafts* representam um estado inicial de *rafting* em que, apesar das falhas lístricas estarem presentes, os blocos ainda continuam em contacto (figura 4.8) (Anderson et al., 2000; Valle et al., 2001).

Valle et al. (2001) realizou um estudo numa área da Bacia do Baixo Congo em que foi possível subdividi-la em quatro domínios relacionados com os elementos estruturais dominantes em cada um deles:

1. *Rafts* e grabens do Cretácico;
2. *Rafts* e grabens do Terciário (Paleogénico e Neogénico);
3. Pré-*rafts* do Terciário;
4. Diapiros salinos.

A figura 4.9 apresenta a área de estudo do trabalho de Valle et al. (2001) e um mapa dessa área com os domínios interpretados.

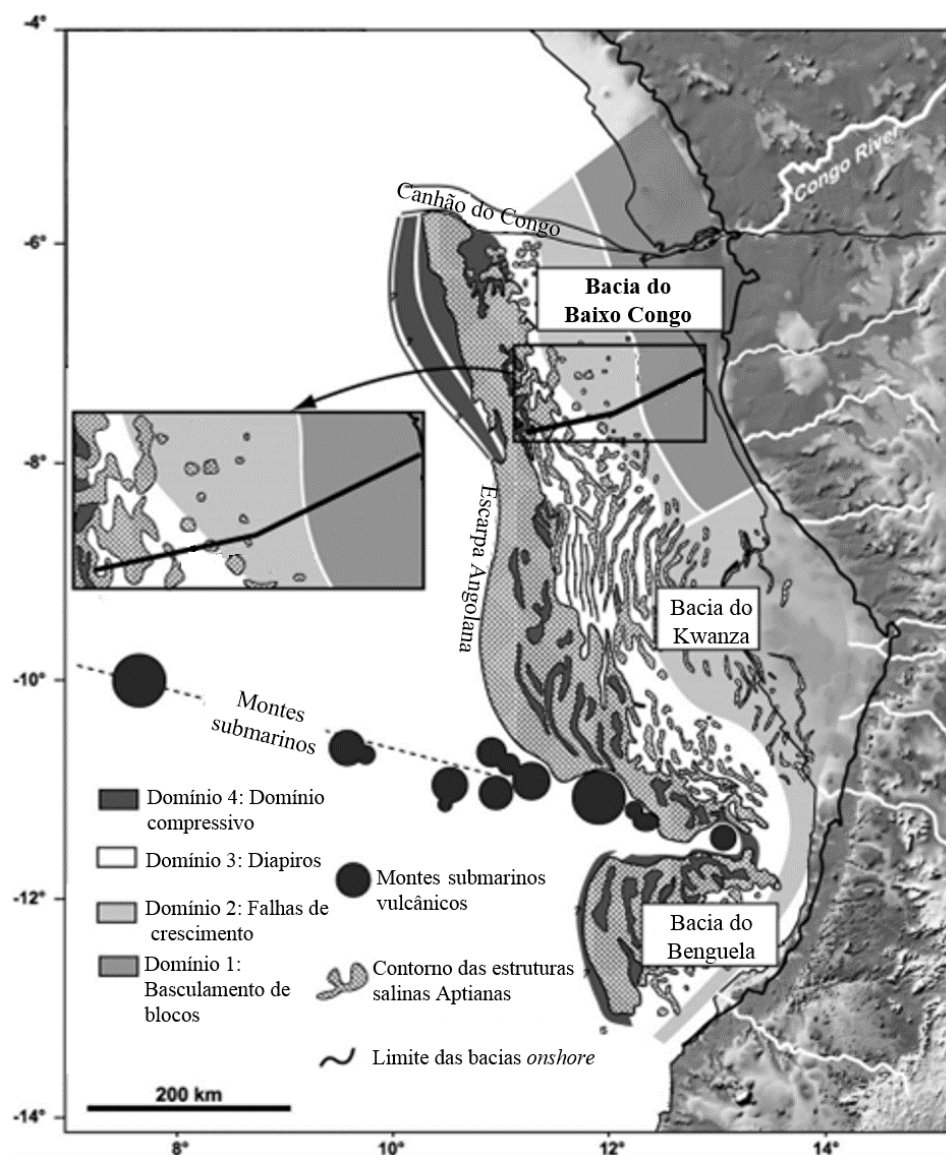


Figura 4.6- Mapa do *offshore* Angolano com os quatro principais domínios de deformação e a secção para o perfil da figura 4.7 (adaptado de Broucke et al. 2004).

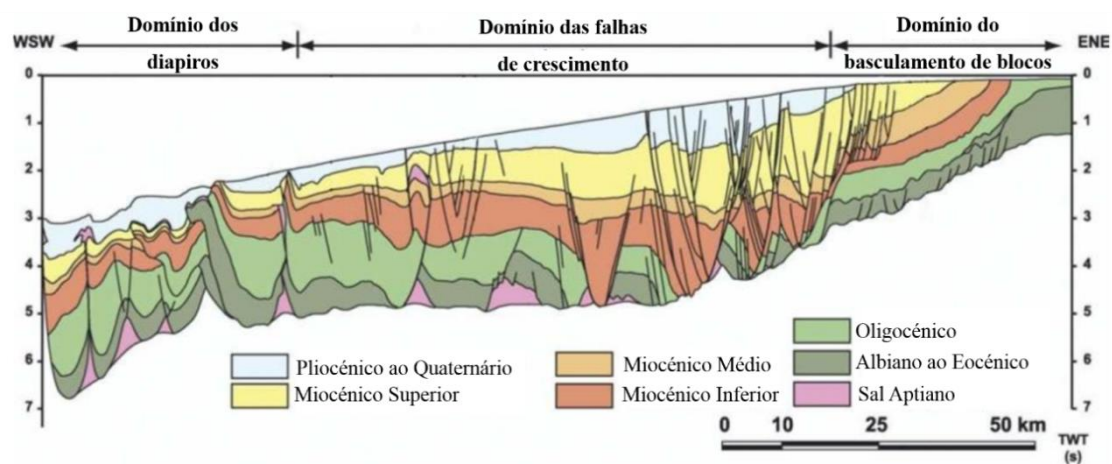


Figura 4.7- Mapa do *offshore* Angolano com os quatro principais domínios de deformação e a secção para o perfil da figura 4.6 (adaptado de Broucke et al. 2004).

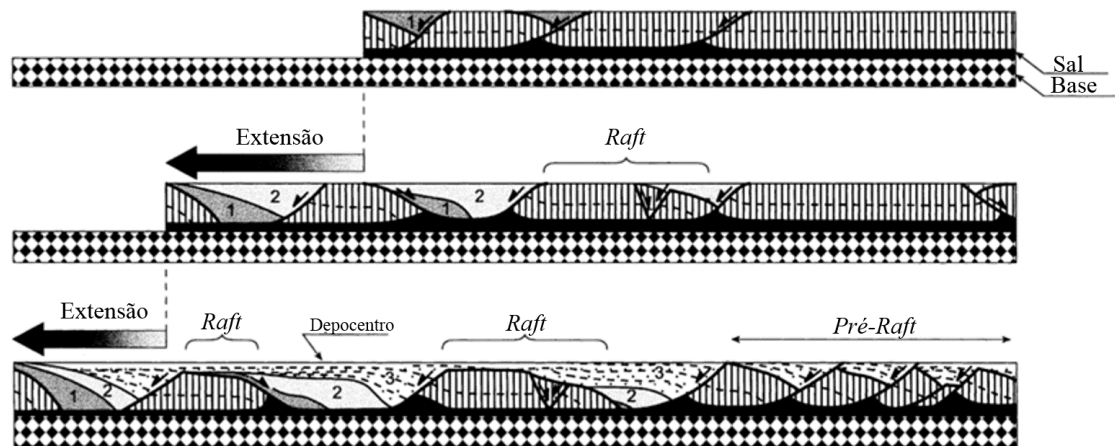


Figura 4.8- Princípio da tectónica *raft*. Os pré-rafts continuam em contacto enquanto que os *rafts* já não mantêm contacto. A base permanece imperturbada por falhas desde que a camada de sal atue como superfície de descolamento (adaptado de Duval et al., 1992).

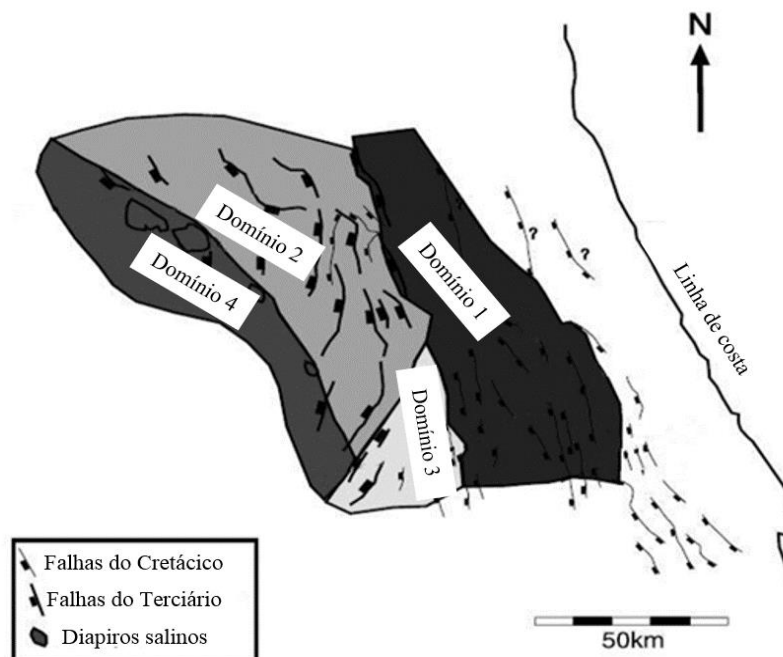
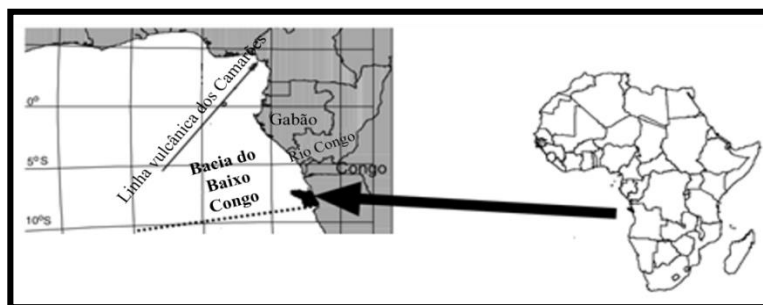


Figura 4.9- Área de estudo de Valle et al. (2001) e divisão da área nos quatro principais domínios estruturais pós-rift (adaptado de Valle et al., 2001).

CAPÍTULO 4

A tectónica de *raft* na Bacia do Baixo Congo pode ser atribuída a três intervalos de alta taxa de deformação separados por intervalos de baixa deformação. Os períodos de elevada deformação iniciaram-se há aproximadamente 96 Ma, no Cretácico, 28 Ma, no Oligocénico e 10 Ma, no Miocénico. O primeiro durou entre 6-26 Ma, o segundo por aproximadamente 7 Ma e o último continua ainda ativo, documentado por falhas de crescimento. A deformação no Cretácico foi acompanhada pela abertura de grabens que foram preenchidos por sedimentos clásticos. O período de deformação do Oligocénico foi acompanhado por deposição frequente de turbiditos (Valle et al., 2001).

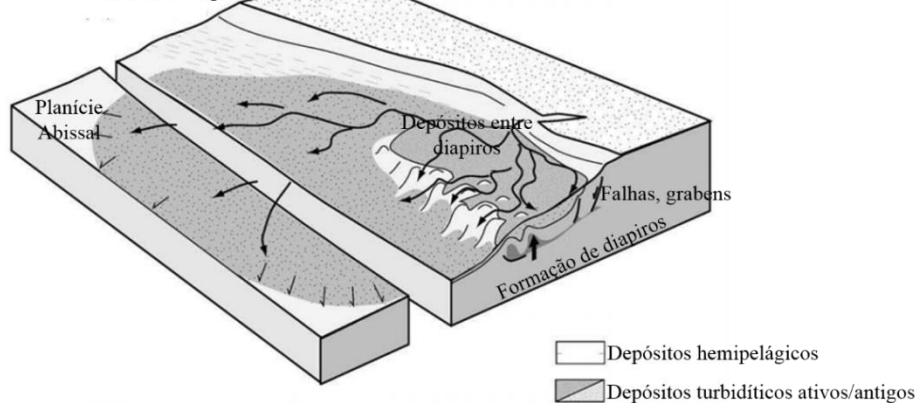
A evolução tectónica e estrutural da Bacia do Baixo Congo teve um papel muito importante na deposição das sequências turbidíticas (Anderson et al., 2000; Valle et al., 2001; Anka et al., 2009). Durante o Miocénico superior, a reativação da tectónica salina devido ao aumento da carga sedimentar, relacionada com o delta do Congo e, ao basculamento da margem para Oeste, levou à formação de uma frente salina maciça. Esta frente salina corresponde à escarpa angolana e continua a desenvolver-se atualmente. A escarpa angolana é um impressionante degrau batimétrico com direção Norte-Sul e com um desnível que pode ultrapassar os 1000 m. Situa-se na base do talude angolano, a Sul do canhão submarino do Rio Congo. Esta escarpa corresponde ao limite marinho da camada evaporítica e da zona de influência da tectónica salina.

Desde o Oligocénico ao Miocénico superior, os fluxos turbidíticos eram controlados pelas falhas lítricas que estavam associadas com a extensão da tectónica salina e pelos “vales” entre os diapíros. Desta forma, a deposição dos fluxos ocorria sobretudo em grabens com orientação Noroeste-Sudeste. Com o desenvolvimento da escarpa Angolana no Miocénico superior, os sedimentos nos fluxos não tinham a possibilidade de atravessar este domínio salino maciço, ocorrendo a sua deflexão para Noroeste, levando a uma alteração das zonas de transferência. Na fronteira entre o Miocénico e o Pliocénico, a interação entre a erosão relacionada com o *uplift* da margem e a instabilidade criada pela escarpa, deverá ter favorecido o estabelecimento do canhão do Congo, que confinou os fluxos turbidíticos (Anka et al., 2009). Contudo, no Miocénico, a influência das falhas na deposição pelos fluxos não foi sempre a mesma. No Miocénico Inferior, as taxas de sedimentação foram inferiores às taxas de geração de falhas, sendo as correntes turbidíticas capturadas pelos grabens. No entanto, no Miocénico Superior, as taxas de sedimentação foram superiores às taxas de geração de falhas, sendo os grabens rapidamente preenchidos. Por este motivo, as falhas não tinham tanta capacidade de influenciar os padrões dos fluxos turbidíticos como anteriormente (Anderson et al., 2000).

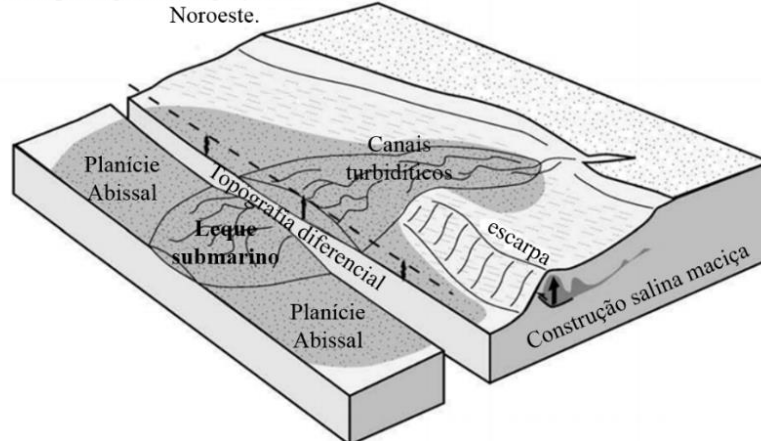
A figura 4.10 apresenta a evolução do leque submarino do Rio Congo desde o Oligocénico e a sua interação com a escarpa angolana e com a incisão do canhão submarino, de acordo com Anka et al. (2009).

Oligocénico-Miocénico Inferior

Turbiditos não confinados, deposições em grabens e vales entre diapiros.

**Miocénico Superior**

Basculamento da margem, desenvolvimento da escarpa Angolana, migração dos canais para Noroeste.

**Limite Miocénico-Pliocénico**

Aceleração do *uplift* da margem, incisão do cânhamo submarino, fluxo confinado, progradação do leque submarino em direção à bacia.

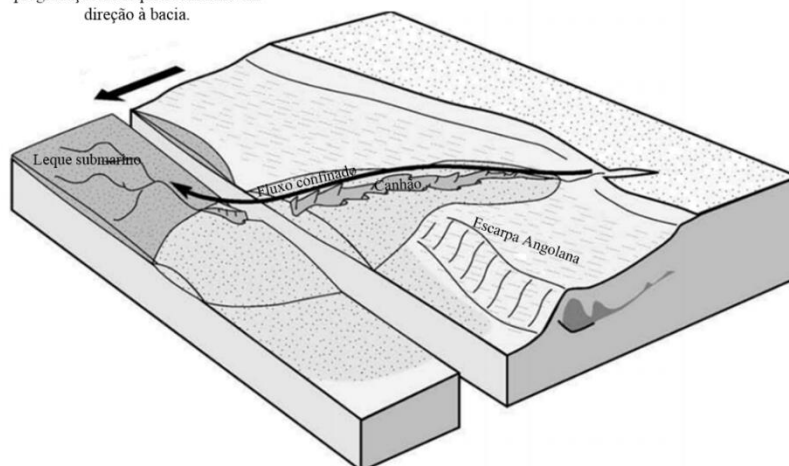


Figura 4.10- Evolução do leque submarino do Congo desde o Oligocénico e interação com o desenvolvimento da escarpa Angolana e a incisão do cânhamo submarino (adaptado de Anka et al., 2009).

4.4 SISTEMA PETROLÍFERO

Na Bacia do Baixo Congo existem rochas geradoras de hidrocarbonetos pré e pós-sal. A principal é a Formação Bucomazi (figura 4.4), pré-sal, do Cretácico inferior, resultante da acumulação de argilitos e margas ricos em matéria orgânica em ambientes lacustres na fase sin-rift. As unidades do meio da formação apresentam querogénio do tipo I e têm em média percentagens de TOC (*Total Organic Carbon*) de 5%, podendo atingir os 20%. As unidades superior e inferior da formação contêm querogénio do tipo I e II com médias de 2-3% de TOC, podendo chegar aos 10%.

A Formação Iabe (figura 4.4), pós-sal, que data do Cretácico superior, composta por depósitos de origem marinha, também é uma importante rocha geradora. Esta formação contém intervalos com querogénio do tipo I e II com percentagens de TOC superiores a 2%, podendo existir intervalos com 3 a 5%.

As Formações Landana e Malembo (figura 4.4) contêm querogénio com um grau de maturidade inferior, do tipo III.

A migração dos hidrocarbonetos na bacia, desde as rochas geradoras até aos reservatórios, ocorre principalmente através de falhas, geralmente quase verticais. Os hidrocarbonetos gerados pelas formações pré-sal podem migrar e acumular-se abaixo da camada salina que constitui um selo, contudo, no caso de existirem falhas cortando o sal, os hidrocarbonetos migram para rochas pós-sal. Abaixo da camada evaporítica, os reservatórios são constituídos por depósitos clásticos ou carbonatados, como é o caso da Formação Toca (figura 4.4), que apresenta porosidades entre os 16 e 20% e permeabilidades médias de 600mD.

Os principais reservatórios pós-sal consistem nos depósitos dos canais turbidíticos que fazem parte da Formação Malembo do Oligocénico ao Miocénico (figura 4.4). Estes reservatórios apresentam porosidades entre 20 e 40% e permeabilidades de 1 a 5D. As unidades argilíticas marinhas constituem os selos (Brownfield e Charpentier, 2006; Nyamapfumba e McMechan, 2012).

A tectónica salina levou ao desenvolvimento de armadilhas estruturais importantes como domos salinos gerados pelo desenvolvimento de anticlinais salinos, diapiros salinos, falhas e estruturas em *rollover*. Armadilhas estratigráficas também estão presentes, formadas por litologias de granulometria mais fina como é o caso das intercalações de argilito da Formação Malembo (figura 4.4) ou a sequência Pliocénico-Presente que contem sedimentos de natureza pelágica (Anderson et al., 2000; Brownfield e Charpentier, 2006; Zuodong e Jianghai, 2011).

4.5 CANAIS TURBIDÍTICOS DO LEQUE SUBMARINO

O leque submarino do Congo é um dos maiores do mundo e constitui o maior depocentro do Sudeste do Atlântico. Trata-se de um leque rico em argila, cujo desenvolvimento se terá iniciado durante a

evolução pós-rift da margem continental do Oeste de África, no Oligocénico. Atualmente é alimentado pelo Rio Congo, cuja área de drenagem é a segunda maior do mundo ($3.7 \times 10^6 \text{ km}^2$). Uma das características mais importantes deste sistema é a ligação direta entre a desembocadura do rio e o leque submarino, através de um impressionante canhão submarino (Anka e Séranne, 2004; Anka et al., 2009; Savoye et al., 2009).

A arquitetura do leque resulta do crescimento, avulsão e abandono de dezenas de canais submarinos que podem terminar em lóbulos distais e que são ladeados por espessas motas marginais (Savoye et al., 2009). Neste leque, apenas um canal com motas marginais está ativo durante um determinado tempo e o abandono de um canal ativo é realizado por avulsão, que leva à formação de um novo canal nas proximidades (Babonneau et al., 2002).

A figura 4.11 apresenta um modelo da distribuição espacial das fácies do sistema turbidítico do leque submarino do Congo atual.

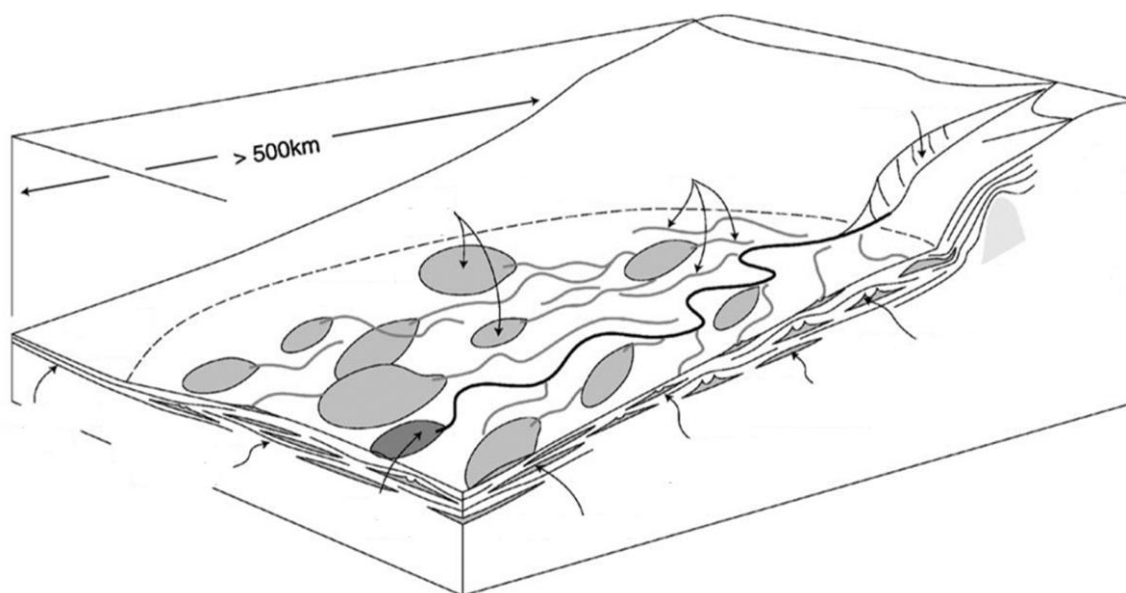


Figura 4.11- Modelo da distribuição de fácies do sistema turbidítico do Congo atual (adaptado de Anka e Séranne, 2004).

No final do Miocénico, o fluxo sedimentar contínuo associado ao desenvolvimento do leque, combinado com o basculamento da margem para Oeste, levou ao surgimento da escarpa Angolana, que provocou a migração das zonas de transferência dos sedimentos para Noroeste. Desde o Pliocénico até ao presente tem existido uma progradação geral do depocentro do leque derivada da incisão do canhão submarino do Congo na transição do Miocénico para o Pliocénico.

CAPÍTULO 4

Os depósitos do leque submarino do Rio Congo podem ser individualizados em dois intervalos: o intervalo Oligocénico-Miocénico e o intervalo Pliocénico-presente. O segundo intervalo é muito mais fino do que o primeiro, e pode apresentar espessuras superiores a 5km (Anderson et al., 2000; Anka e Séranne, 2004; Anka et al., 2009). Os canais nos quais se baseou esta dissertação fazem parte da Formação Malembo, de idade Miocénica, pertencendo ao primeiro intervalo.

A figura 4.12 apresenta um mapa com a extensão do leque submarino Oligocénico-Miocénico e a do atual.

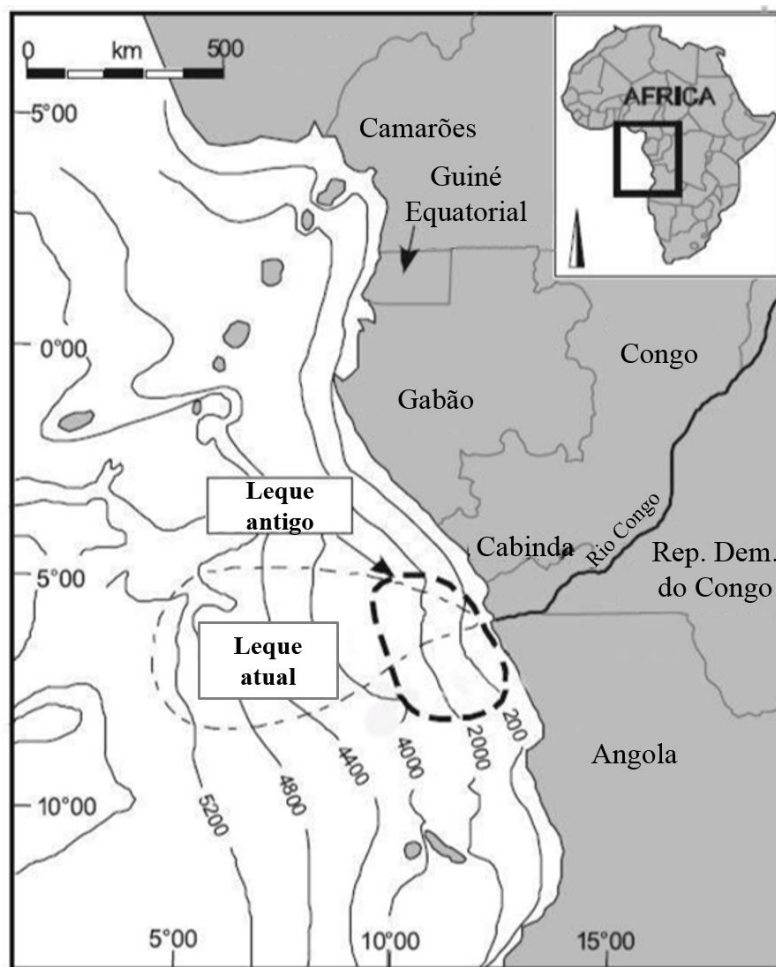


Figura 4.12- Extensão do leque mais antigo do Congo (Oligocénico-Miocénico) e do atual (adaptado de Labourdette et al., 2006).

A figura 4.13 mostra um modelo para a evolução cronostratigráfica nas fácies do leque submarino do Congo.

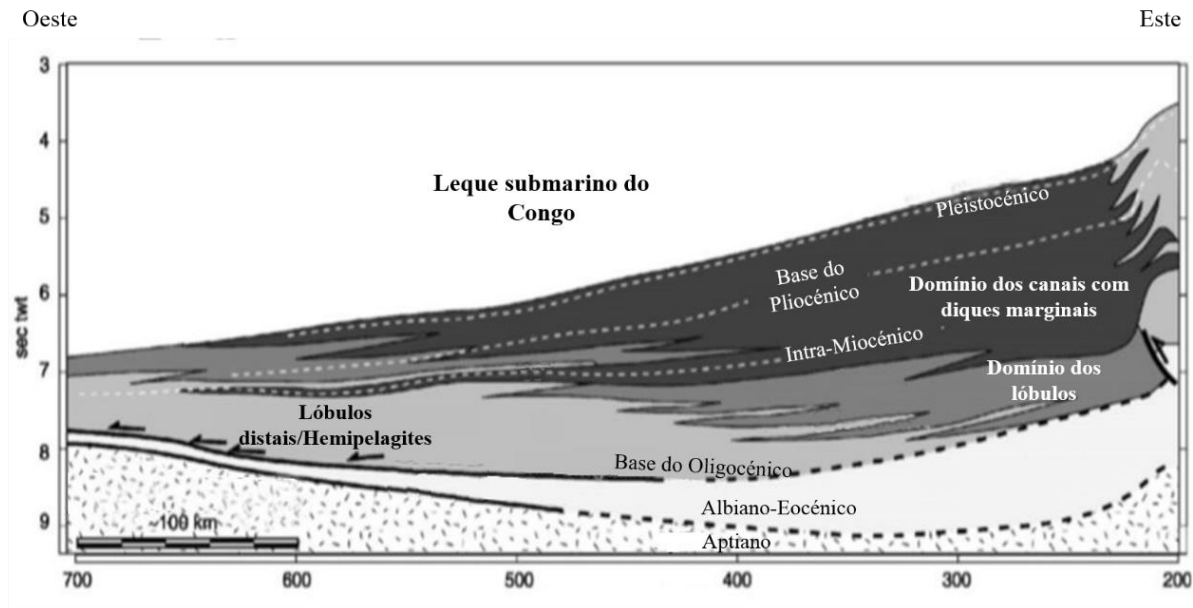


Figura 4.13- Modelo para a evolução cronostratigráfica das fácies do leque submarino do Congo. O sistema turbidítico ter-se-á iniciado no início do Oligocénico (adaptado de Anka e Séranne, 2004).

O sistema turbidítico do Baixo Congo é composto por complexos de canais turbidíticos ricos em areia. A maioria dos canais submarinos deste sistema são meândricos com sinuosidades variáveis (Savoye et al., 2009). Babonneau et al. (2010) destaca a evolução dos meandros nestes canais que deverá ser semelhante ao caso dos canais fluviais, resultando da erosão do banco exterior do canal e deposição no banco interior (figura 4.14).

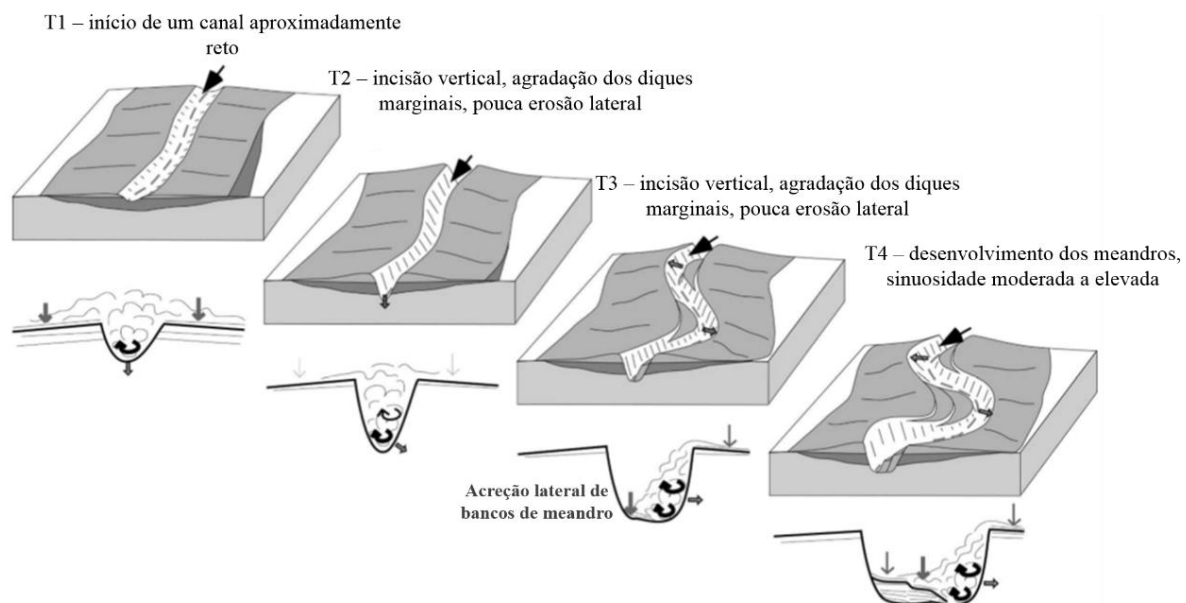


Figura 4.14- Modelo do início e evolução dos meandros dos canais submarinos do Congo (adaptado de Babonneau et al., 2010).

CAPÍTULO 4

Os canais apresentam padrões de migração típicos, nomeadamente a migração lateral, em que a deslocação dos canais ocorre numa direção constante ao longo do tempo e, a aggradação vertical, em que a direção da deslocação é menos regular.

Os canais individuais que formam o padrão da migração lateral geralmente apresentam larguras entre 200 e 300m e espessuras entre 15 e 25m. Cada canal é composto por uma base de arenitos de granulometria grosseira, que vai diminuindo para um topo de arenitos de granulometria fina a muito fina e lâminas de siltes e argilas. No caso do empilhamento vertical, o padrão é mais variado devido à amalgamação vertical dos canais individuais. Nos canais submarinos, a arquitetura resulta preferencialmente de ciclos de preenchimento e incisão de canais, ao contrário dos canais fluviais meândricos em que ocorre tipicamente migração lateral contínua (figura 4.15) (Labourdet et al., 2006).

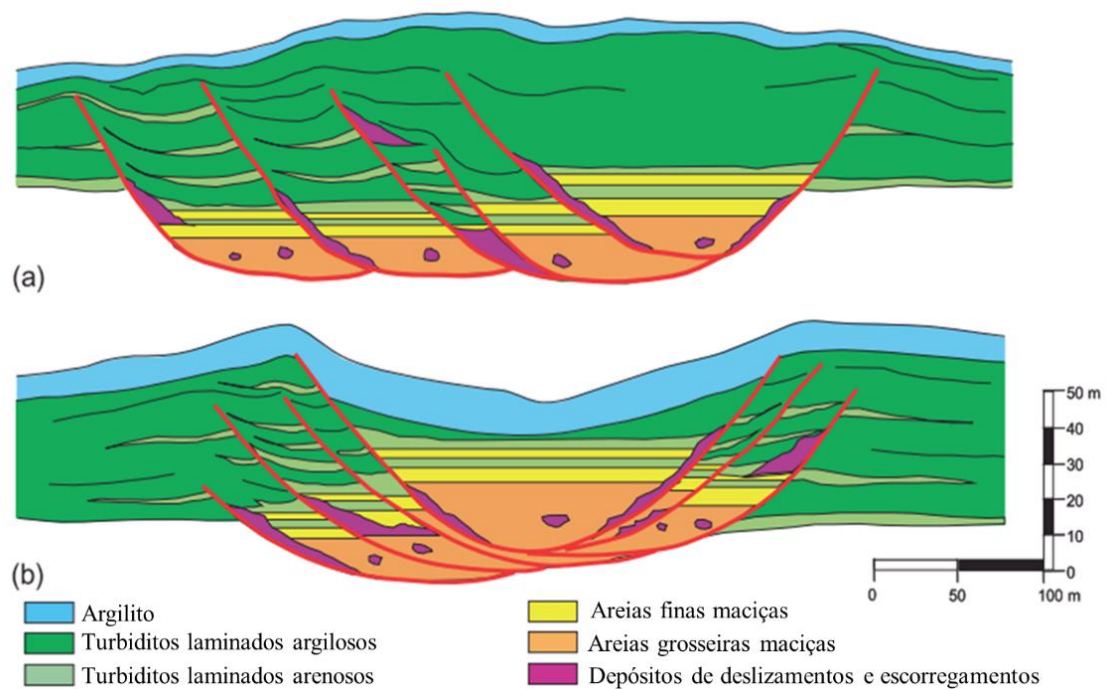


Figura 4.15- Modelo sedimentar conceptual da arquitetura formada por cinco ciclos sucessivos de preenchimento-incisão de canais individuais: (a) Padrão da migração lateral; (b) Padrão do empilhamento vertical (adaptado de Labourdet et al., 2006).

5. CASO DE ESTUDO

Neste capítulo faz-se a aplicação da metodologia apresentada no capítulo 3 ao caso de canais turbidíticos do leque submarino do Congo descrito no capítulo 4. Refere-se a informação de partida, fazem-se simulações de teste com várias dimensões do *template*, simula-se a morfologia e as fácies dos canais de areia, geram-se imagens da porosidade e permeabilidade condicionadas às fácies e preparam-se as imagens de porosidade e permeabilidade para a simulação dinâmica (adequação do número de blocos para no máximo 100 000 blocos).

5.1 INFORMAÇÕES DE PARTIDA

5.1.1 Imagens de treino e pontos de controlo

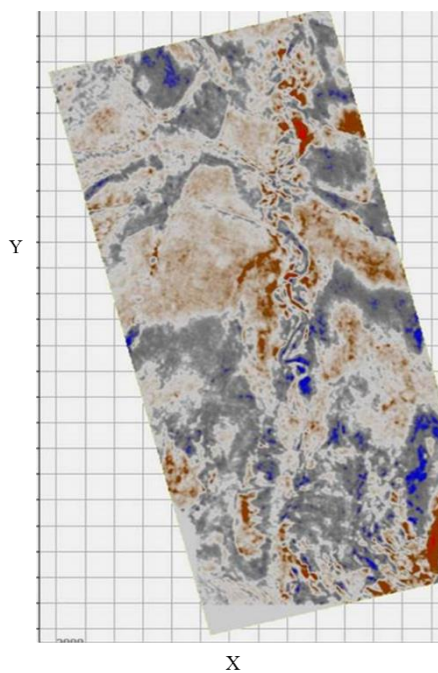
A preparação da informação começou com a análise de imagens de sísmica 3D de complexos de canais presentes na área de estudo. A observação das imagens permitiu localizar, de forma aproximada, o complexo. Seguiu-se a digitalização de uma interpretação da linha de treino da trajetória do complexo e dos seus pontos de controlo e de uma linha central do canal turbidítico acompanhando a linha do complexo. A digitalização dos pontos de controlo e das linhas poligonais de treino foram realizadas com o *software ArcGis®* sendo os mesmos apresentados na figura 5.1b) sobre o horizonte da imagem da sísmica 3D apresentada na figura 5.1a). Na figura 5.1c) apresenta-se a linha poligonal de treino da trajetória do complexo. Como o padrão da linha central do canal turbidítico é meandriforme e sucessivamente repetido, foi digitalizada apenas uma pequena porção deste canal turbidítico, e que se apresenta na figura 5.1d).

5.1.2 Definição das malhas de blocos

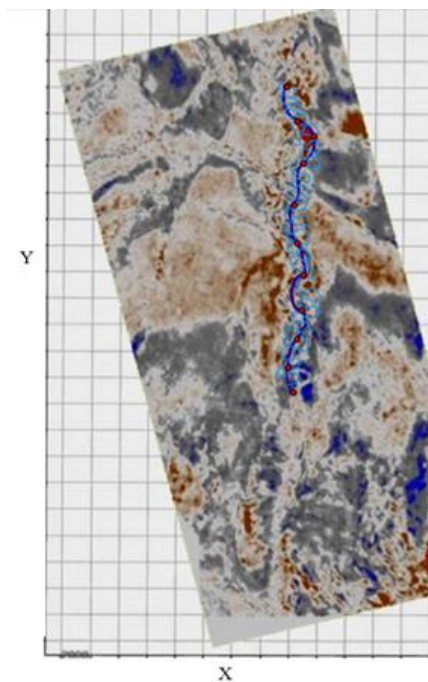
A área de estudo tem a dimensão de 2 000 m na direção X e 6 200 m na direção Y. Foi ainda definida a coordenada Z, correspondente à profundidade do reservatório, variando entre 0 m (topo do reservatório) e 50 m (base do reservatório).

Foram estabelecidas duas malhas de blocos na região do reservatório, uma de maior resolução para a geração das fácies e simulação da porosidade e permeabilidade com as dimensões de 10×10×1m para cada bloco, cujo número de blocos é $200 \times 620 \times 50 = 6\,200\,000$, e outra de menor resolução adequada para a simulação de fluxo com as dimensões de 50×50×5 m, constituída por $40 \times 124 \times 10 = 49\,600$ blocos. A relação entre as duas malhas é um upscaling de 5× em cada direção.

a)



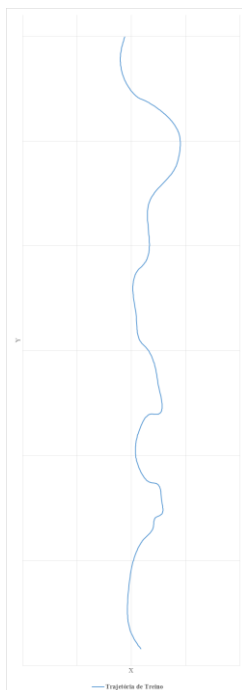
b)



Legenda:

- Canal Turbidítico desenhado
- Trajetória do complexo de canais
- Pontos de Controlo

c)



d)

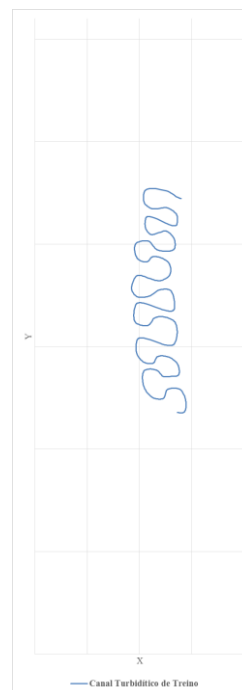
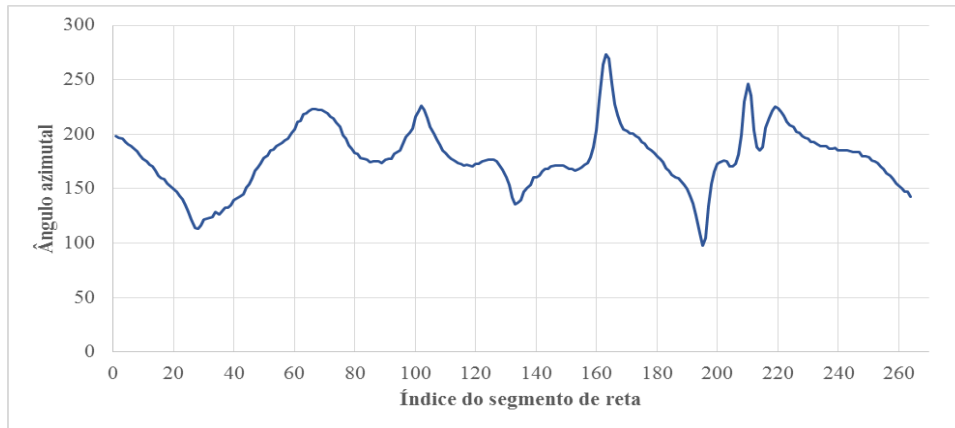


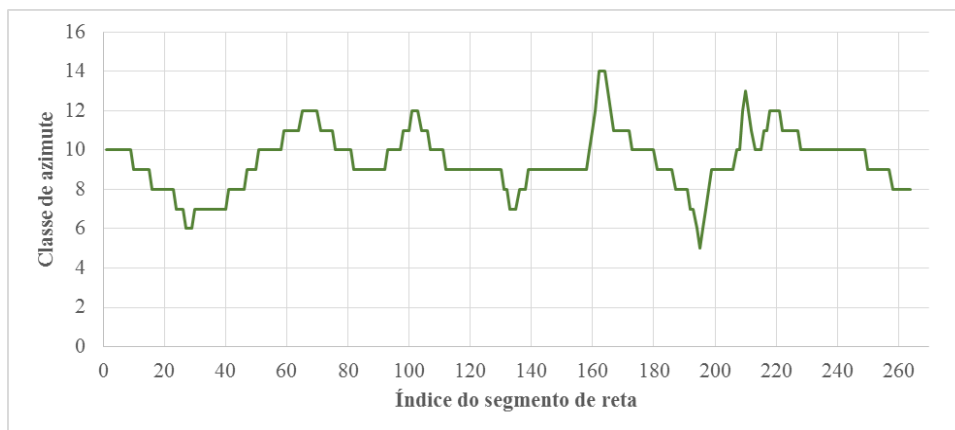
Figura 5.1 – a) Imagem de um horizonte de sísmica 3D utilizado para marcação dos pontos de controlo e para o desenho das linhas poligonais de treino; b) Imagem do horizonte de sísmica 3D com os pontos de controlo e as linhas poligonais desenhadas que representam o canal turbidítico e a trajetória de treino do complexo de canais; c) Destaque da trajetória de treino do complexo de canais; d) Destaque do canal turbidítico de treino.

Para a trajetória do complexo foram calculados os ângulos azimutais, as respectivas classes de ângulos para intervalos de 20° e os resíduos. Os resultados são apresentados na figura 5.2.

a)



b)



c)

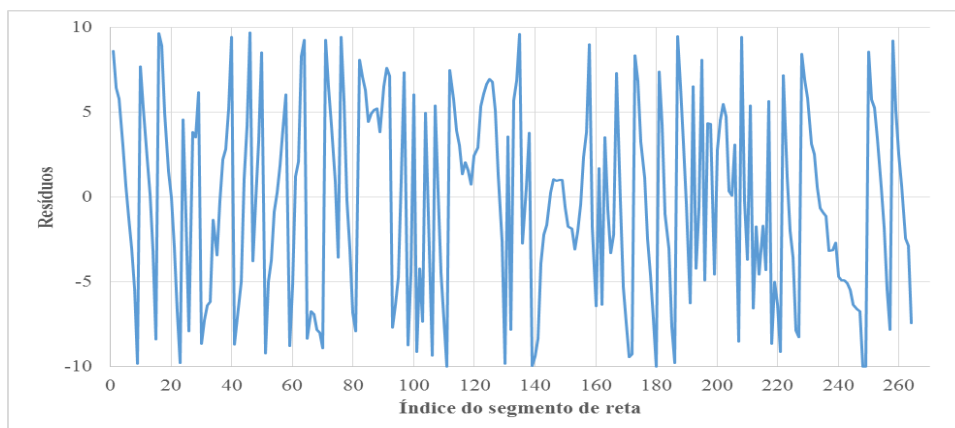
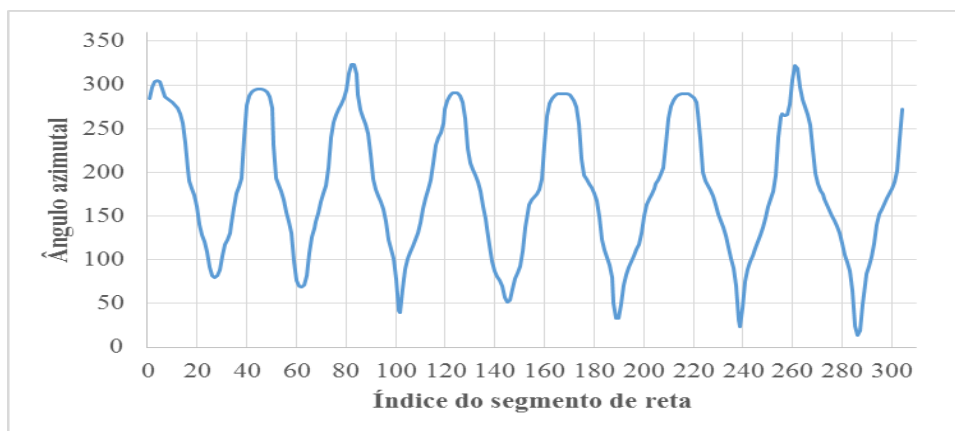


Figura 5.2 – a) Ângulos azimutais da trajetória de treino do complexo; b) classes de azimutes, de 1 a 18, da trajetória de treino do complexo; c) resíduos calculados entre o ângulo azimutal da trajetória de treino e o ângulo médio da classe do complexo. Os resíduos seguem uma lei uniforme e não têm continuidade espacial.

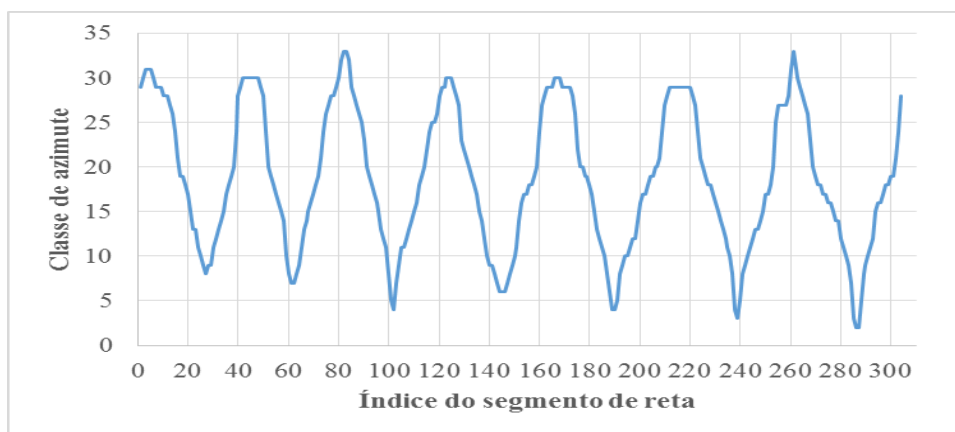
CAPÍTULO 5

Para o canal turbidítico de treino foram calculados os mesmos parâmetros mas para classes de intervalos de 10° . Na figura 5.3 mostram-se estes resultados.

a)



b)



c)

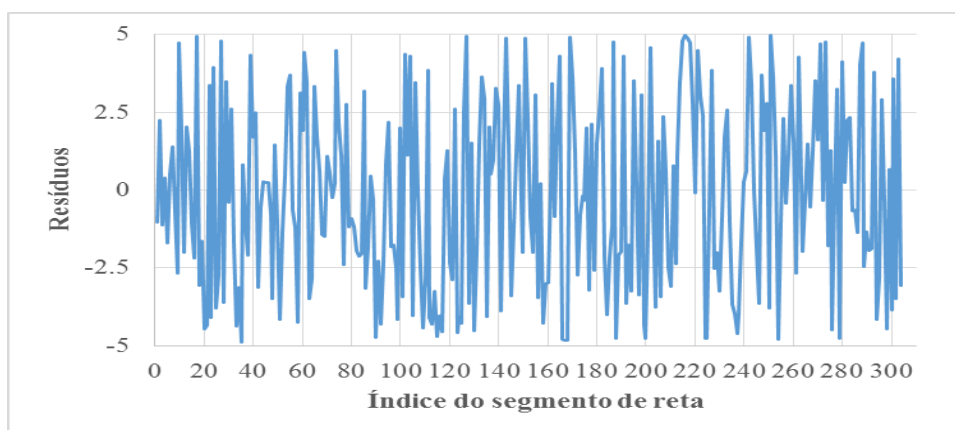


Figura 5.3 – a) Ângulos azimutais da trajetória de treino do canal turbidítico; b) classes de azimutes, de 1 a 36, da trajetória de treino do canal turbidítico; c) resíduos calculados entre o ângulo azimutal da trajetória de treino e o ângulo médio da classe do canal turbidítico. Os resíduos seguem uma lei uniforme e não têm continuidade espacial.

5.1.3 Geração dos valores largura e espessura dos canais turbidíticos

A cada vértice das linhas poligonais centrais dos canais são atribuídos valores de largura e espessura. Assim, para cada canal, foram simulados em primeiro lugar 1000 valores (dimensão máxima dos canais a simular em termos de número de segmentos de reta) de espessura por SSD condicionais a leis de distribuição uniforme no intervalo [13m; 25m], a que se seguiram 1000 valores para a largura por Co-SSD, também com lei de distribuição uniforme agora no intervalo [50m; 150m]. Foi considerado um coeficiente de correlação linear de 0,7 entre as variáveis espessura e a largura e um modelo de variograma com correlação de 20 células. Na figura 5.4 mostra-se os valores de espessura simulados para um canal e na figura 5.5 os valores homólogos para a largura.

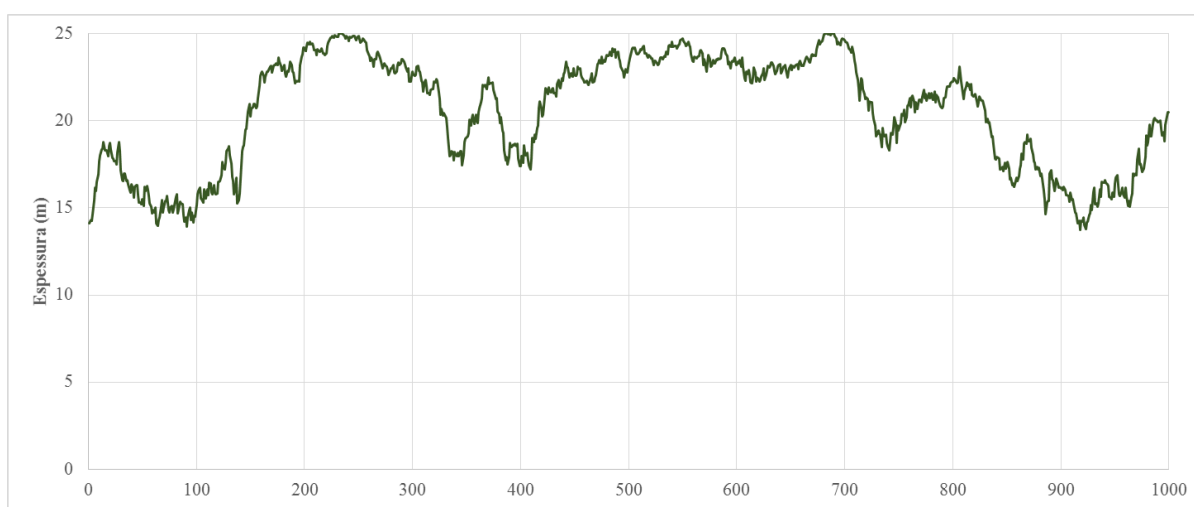


Figura 5.4- Valores de espessura para os canais turbidíticos gerados por SSD condicionados a uma lei de distribuição uniforme no intervalo [13; 25m].

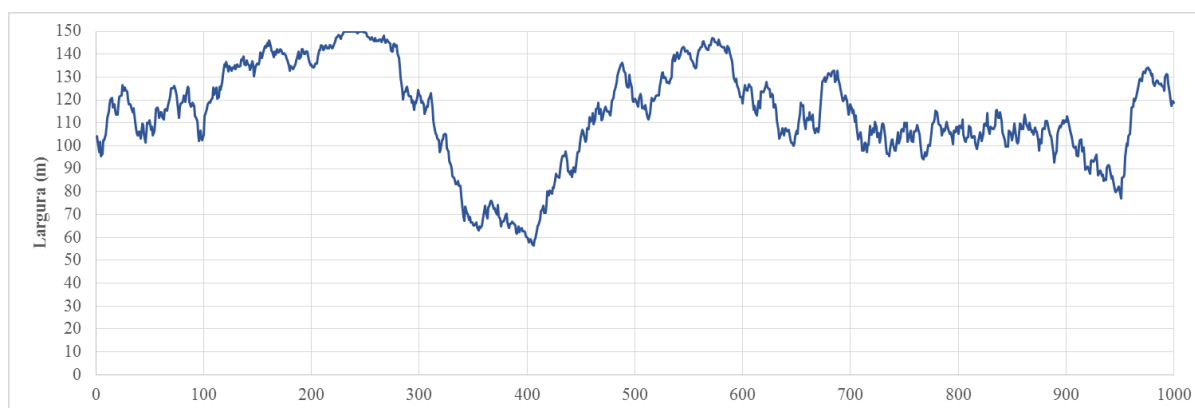


Figura 5.5- Valores de largura para os canais turbidíticos, gerados por Co-SSD com correlação de 0,7 com a espessura e condicionados a uma lei de distribuição uniforme no intervalo [50; 150m].

5.1.4 Modelo conceptual de distribuição de fácies na secção do canal e leis de distribuição das propriedades petrofísicas das fácies

O modelo conceptual de distribuição das fácies em secção do canal utilizado foi apresentado no subcapítulo 3.4. Recorde-se que foram consideradas cinco regiões/fácies: I – areia grosseira (porosidade e permeabilidade altas); II – areia de grão médio (porosidade e permeabilidade médias); III – areia fina (porosidade e permeabilidade média-baixa); IV – areia fina e silte (porosidade e permeabilidade baixas); V – argila (porosidade e permeabilidade quase nulas). As regiões de I a IV constituem os canais enquanto que a V é a região complementar. A atribuição das fácies aos blocos é realizada de acordo com o seu posicionamento relativamente à linha central do canal turbidítico (figura 5.6).

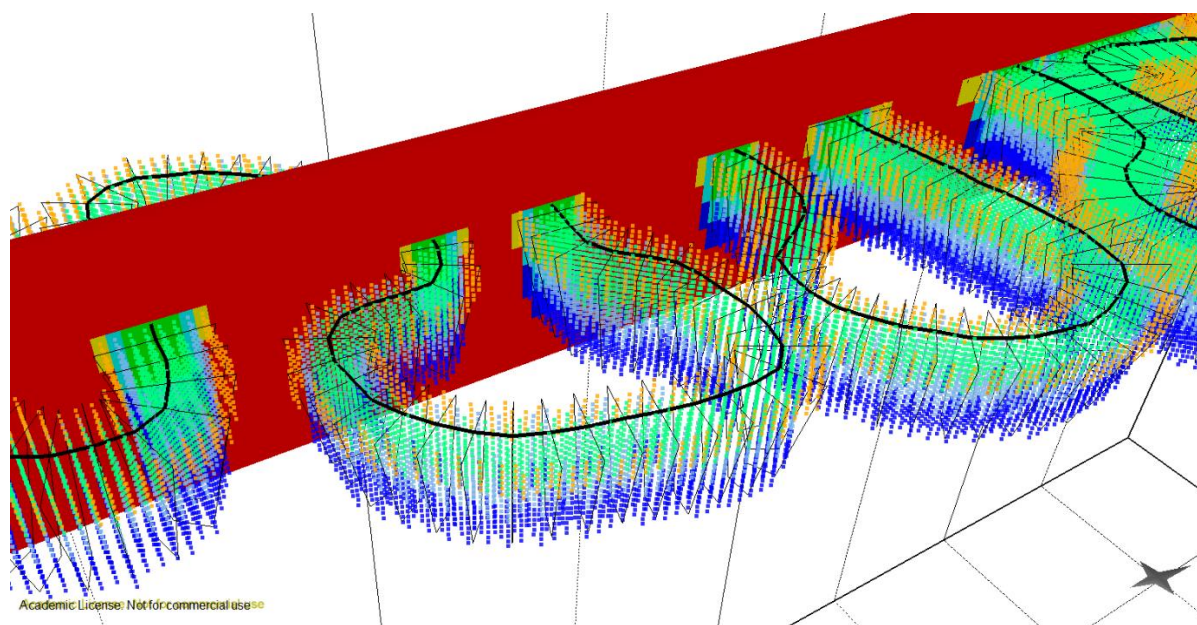


Figura 5.6- Secção do complexo de canais onde é visível a linha central de um canal turbidítico com as secções e a respetiva atribuição de fácies de acordo com o posicionamento dos blocos relativamente à linha central.

Para cada região do modelo conceptual (I, II, III, IV e V) foram adotadas leis de distribuição Gaussianas para a porosidade e permeabilidade, cujas médias e desvios-padrão são apresentados na tabela 5.1. Os valores médios de permeabilidade propostos para as regiões seguem aproximadamente uma proporção logarítmica entre si, ou seja, a representação das médias dispõe-se numa reta quando utilizada uma escala logarítmica. Por esta razão, quando se combinam estas leis de distribuição Gaussianas, o resultado é uma lei logarítmica o que é consonante com as leis de distribuição da permeabilidade. Também os valores da média e desvio-padrão das quatro litologias na região do canal seguem uma relação proporcional, ou seja, a dispersão é maior para maiores valores médios e vice-versa.

Tabela 5.1- Média e desvio-padrão das leis de distribuição Gaussiana da porosidade e da permeabilidade para cada região do modelo conceptual de fácies.

Regiões		Porosidade (%)		Permeabilidade (mD)	
		Média	Desvio-padrão	Média	Desvio-padrão
I	Areia grosseira	25	3,00	1000	297,92
II	Areia média	20	1,50	200	46,67
III	Areia fina	15	1,00	75	11,92
IV	Areia fina e silte	10	0,75	25	3,97
V	Argilas	1	0,50	10	2,98

Nas figuras 5.7 a) e b) são apresentados os diagramas-de-caixa (*box-plots*) dos valores da porosidade e da permeabilidade, respetivamente, baseados num conjunto de 1000 valores simulados por Monte Carlo. Estes 1000 valores foram utilizados na simulação da porosidade e da permeabilidade por SSD para o condicionamento aos histogramas locais.

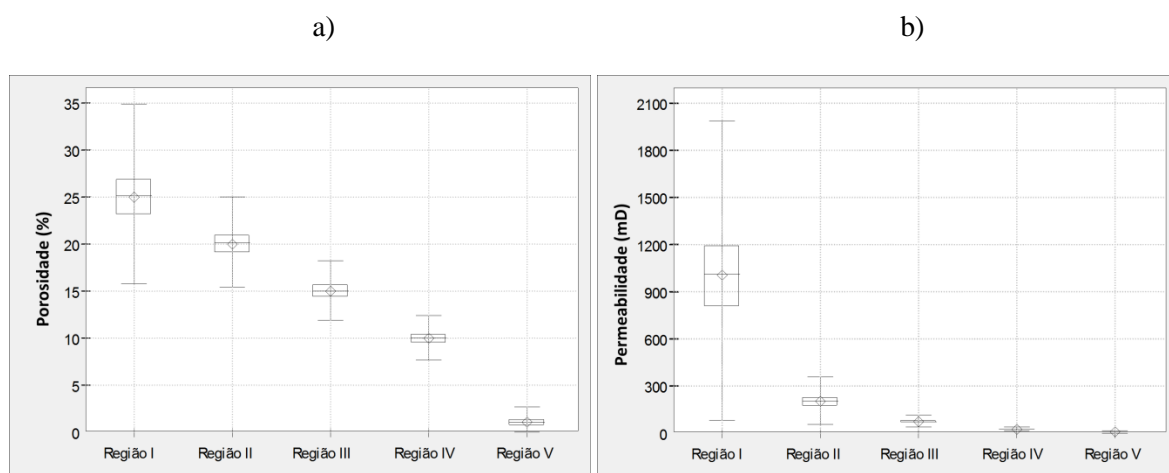


Figura 5.7- Diagramas-de-caixa das cinco regiões do modelo conceptual construídos com base em 1000 valores simulados; a) porosidade; b) permeabilidade.

5.2 SIMULAÇÕES DE TESTE

Nesta etapa testou-se o algoritmo de simulação da geometria dos canais fazendo variar dois parâmetros de controlo muito importantes no desempenho do algoritmo, a dimensão máxima do *template* que percorre a imagem e a dimensão das classes dos ângulos azimutais. Esta avaliação foi conduzida, tanto para as trajetórias dos complexos como para as linhas centrais dos canais turbidíticos.

A observação dos resultados permitiu selecionar valores adequados destes parâmetros para os processos de simulação.

5.2.1 Simulação da trajetória do complexo de canais sem condicionamento a pontos de controle

Em primeiro lugar simularam-se trajetórias de complexos de canais com classes de ângulos azimutais de 20° cada (18 classes no total), com máximas dimensões de *template* de 5, 10 e 15 células, sem condicionamento a pontos de controle. Na figura 5.8 apresentam-se dois resultados para cada um dos *templates* considerados e na figura 5.9 identificam-se troços similares entre os resultados simulados e as imagens de treino.

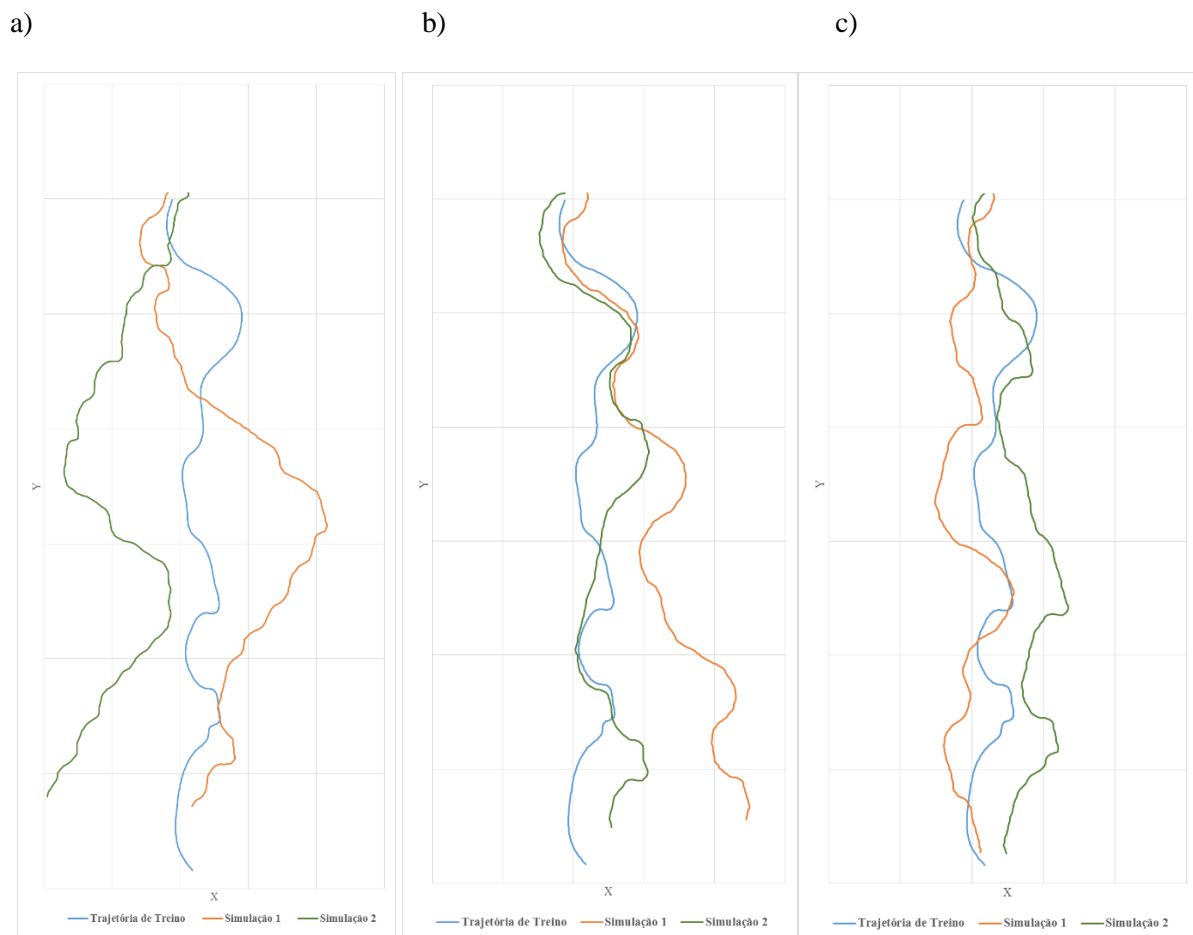
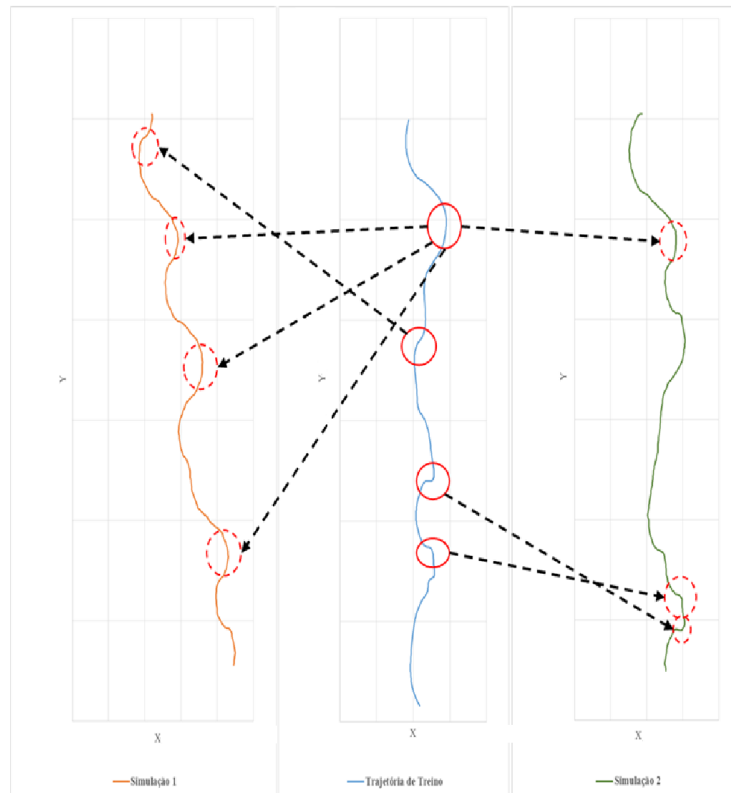


Figura 5.8- Resultados da simulação da trajetória para *templates* com dimensões máximas de: a) 5 células; b) 10 células; c) 15 células.

a)



b)

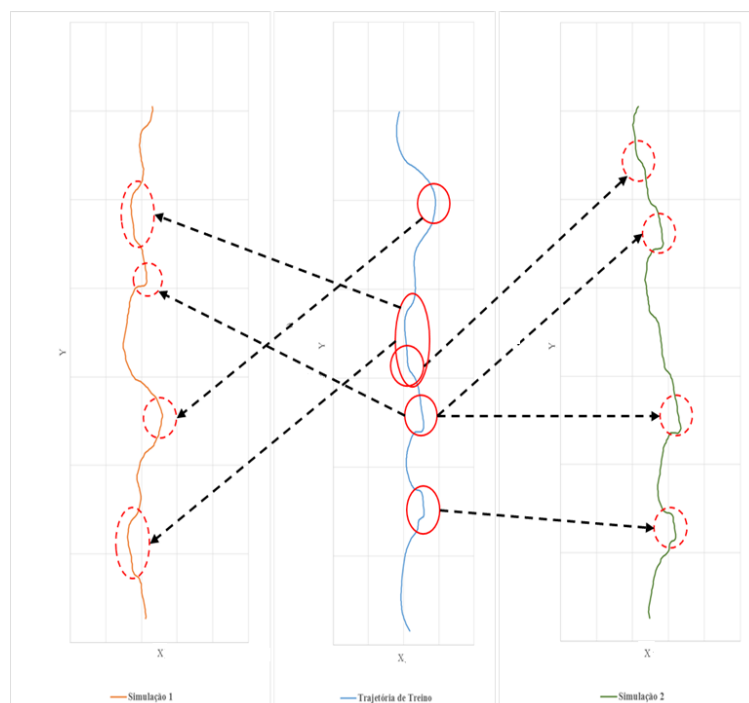


Figura 5.9- Marcação de alguns padrões comuns entre a trajetória de treino e as duas simulações obtidas com o *template* máximo de a) 10 células; b) 15 células.

Por observação dos resultados é possível verificar que um *template* com a dimensão máxima de 5 células não reproduz de forma satisfatória os padrões que se podem encontrar na trajetória de treino. Pelo contrário, nas simulações com os *templates* com dimensões máximas de 10 e 15 células é possível encontrar com facilidade alguns padrões da imagem de treino como se encontram assinalados nas figuras 5.9 a) e b). Também é possível notar a aproximação das trajetórias simuladas com 10 e 15 células à trajetória de treino, mesmo sem condicionamento a pontos de controlo, o que significa que as realizações têm um espaço de incerteza mais reduzido. Com o *template* com a dimensão máxima de 5 células, as trajetórias simuladas estão bastante afastadas da trajetória de treino. Também se conclui que a variável utilizada para caracterizar a geometria (as classes de azimuth) descrevem corretamente a geometria das trajetórias de treino.

5.2.2 Simulação da trajetória do complexo de canais com condicionamento a pontos de controlo

Como referido, os resultados anteriormente apresentados foram obtidos sem condicionamento a qualquer ponto de controlo. Para efeitos de demonstração apresentam-se em seguida, na figura 5.10, duas simulações da trajetória do complexo com um *template* máximo de 15 células e 18 classes de azimuth e utilização de pontos de controlo. Numa das simulações a distância máxima é constante e de 25m e na segunda é constante e de 250m.

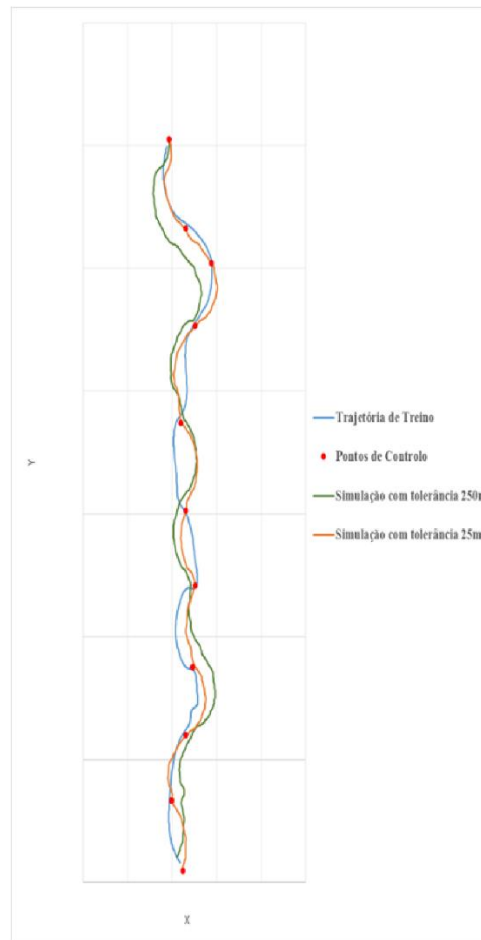


Figura 5.10- Simulações da trajetória com um *template* de dimensão máxima de 15 células, intervalo de ângulos azimutais de 20° e com distâncias de tolerância máximas relativamente aos pontos de controlo de 25m e 250m.

Como se pode verificar pela figura anterior, com um maior raio de influência, a trajetória simulada pode surgir com maiores afastamentos dos pontos de controlo do que a de menor raio de influência. Relembre-se que estas distâncias são máximas, e que a aplicação CHOMS gera um valor de distância entre 0 e este valor máximo para cada ponto de controlo.

5.2.3 Análise quantitativa dos desvios entre os ângulos azimutais das imagens de treino e das simulações

Para quantificar os resultados dos testes efetuados, em termos de similitude entre a trajetória de treino e as trajetórias simuladas, foram elaborados gráficos que medem os desvios entre os ângulos azimutais dos segmentos de reta da trajetória de treino e os ângulos azimutais dos segmentos de reta das trajetórias simuladas.

Para este efeito foi adotado o seguinte procedimento:

1. Simular n trajetórias, quer para o complexo quer para os canais propriamente ditos;
2. Na trajetória de treino, selecionar aleatoriamente 20 sequências de segmentos de reta para todas as dimensões d entre 1 e 49 segmentos (dimensões do suporte de comparação);
3. Em cada trajetória simulada, identificar a sequência que mais se aproxima de cada uma das 20 sequências selecionadas na imagem de treino. Que mais se aproxima significa que o somatório dos valores absolutos da diferença dos ângulos azimutais entre os segmentos de reta das sequências da imagem de treino (Az_{IT}) e os ângulos dos segmentos da trajetória simulada que foi identificada como a mais similar (Az_{SIM}) é o mínimo.
4. Calcular o valor médio dos desvios para as 20 sequências:

$$\text{Desvio médio para cada dimensão } (d) = \frac{\min\{\sum |Az_{IT} - Az_{SIM}|\}/d}{n}$$

Refira-se que os ângulos das imagens simuladas dizem respeito ao ângulo central da classe (por exemplo se foram consideradas 36 classes estes ângulos variam a intervalos de 10°) enquanto que da imagem de treino são os ângulos azimutais. Esta comparação faz com que os valores obtidos juntem uma constante ao desvio médio, mas essa constante existe em todas as comparações pelo que não é de esperar diferenças nos resultados da análise comparativa. Refira-se que os resíduos, que são as compensações segmento a segmento com valores angulares entre zero e meia amplitude da classe, têm média zero.

Para a trajetória do complexo foram realizadas 25 simulações com um intervalo de ângulos azimutais de 20° (18 classes de ângulos) e com dimensões máximas do *template* de 5, 10 e 15 células. As magnitudes dos desvios por dimensão do *template* em função da dimensão do suporte de comparação estão na figura 5.11.

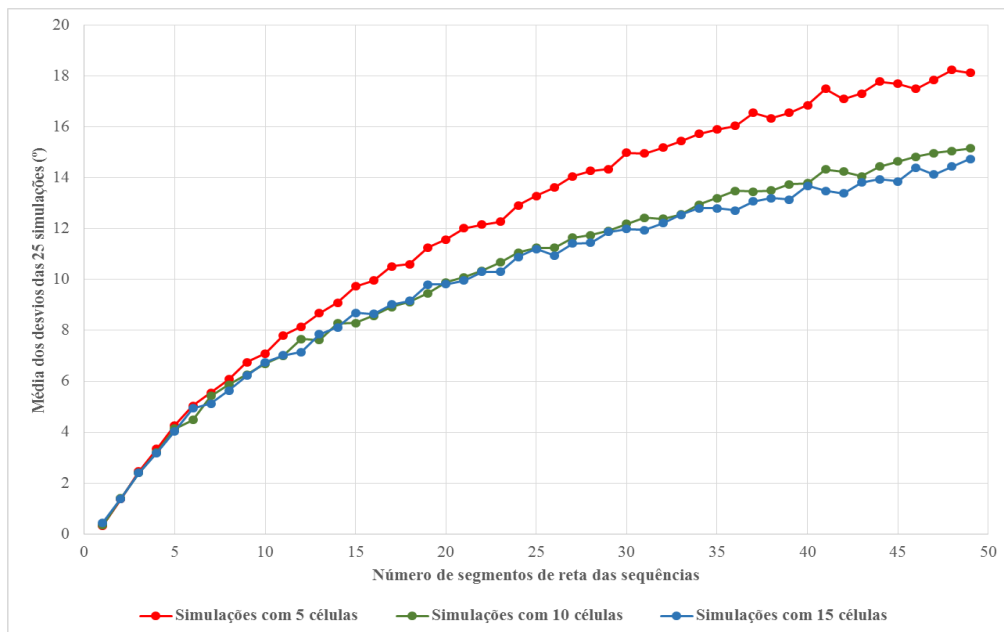


Figura 5.11- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com *templates* de 5, 10 e 15 células, considerando 18 classes de ângulos azimutais.

O gráfico demonstra que as simulações com *templates* de dimensão máxima de 5 células são os que apresentam desvios médios maiores, ou seja, é o que tem mais dificuldade em representar os padrões selecionados na imagem de treino. Este facto está de acordo com o que se verificou na figura 5.8, em que, por observação, também se concluiu que este *template* era o que gerava resultados menos parecidos com os da trajetória de treino do complexo. Os *templates* de dimensões máximas de 10 e 15 representam melhor os padrões da imagem de treino, uma vez que os seus desvios médios são menores. Apesar das simulações de 15 células de dimensão máxima apresentarem desvios menores que as de 10, os seus gráficos são muito próximos, chegando mesmo a sobrepor-se. Como a diferença entre ambos é ligeira, foi decidido que o *template* com dimensão máxima de 10 células era a melhor opção para a simulação da trajetória do complexo. Em todos os casos refira-se o aumento consistente dos desvios com o aumento da dimensão das sequências de segmentos de reta mas que aparenta a estabilizar para suportes de comparação muito grandes.

Em seguida, com um *template* com a dimensão máxima selecionada de 10 células, realizaram-se 25 simulações agora fazendo variar os intervalos dos ângulos azimutais de 20° (18 classes de ângulos), 10° (36 classes de ângulos) e 5° (72 classes de ângulos). Os gráficos da média dos desvios das 25 simulações em função da dimensão da sequência de comparação estão apresentados na figura 5.12.

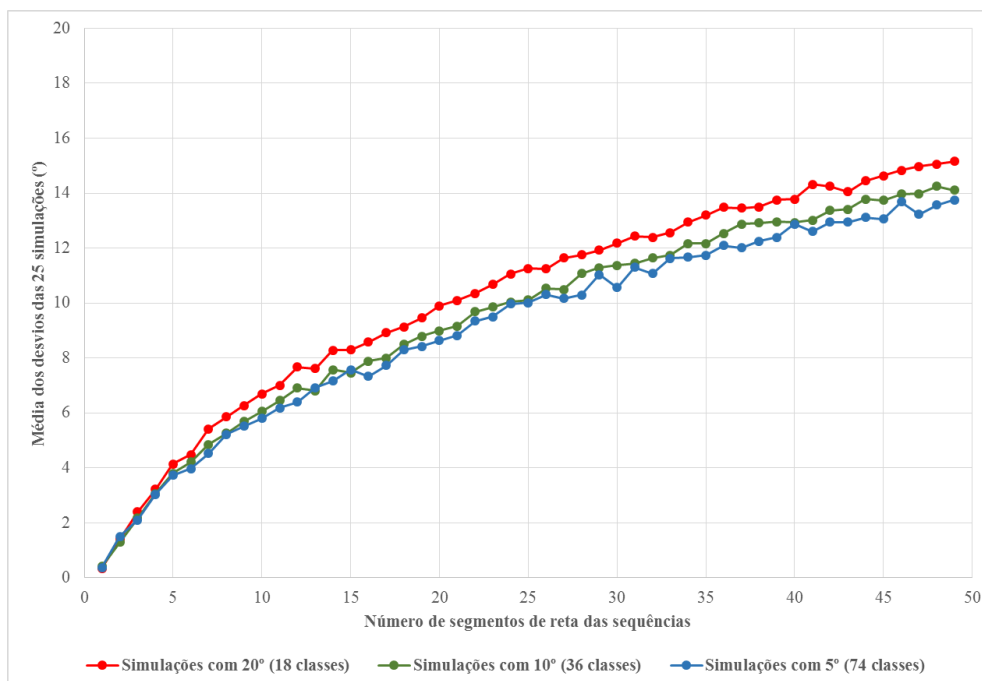


Figura 5.12- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com dimensões de intervalos de ângulos de 20°, 10° e 5°, com um *template* de dimensão máxima de 10 células.

Para a mesma dimensão máxima do *template* de 10 células, o intervalo de ângulos de maior dimensão (20°), com um menor número de classes (18), é o que apresenta resultados que mais se desviam da trajetória original. Já as simulações com 36 e 74 classes azimutais apresentam resultados mais satisfatórios e muito semelhantes entre si, para algumas distâncias de comparação o de 36 classes é melhor e para outras o melhor é o de 74. Por este motivo, selecionou-se um intervalo de ângulos de 10°, com 36 classes, de forma às simulações poderem ser mais rápidas com o que parece dar o mesmo resultado. Novamente chama-se a atenção para o facto de os desvios aumentarem com o aumento do número de segmentos das sequências.

Na figura 5.13 são apresentados os gráficos das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações realizadas com um *template* de dimensão máxima de 10 células e com 36 classes de ângulos azimutais (parâmetros considerados os adequados para a fase de simulação), mostrando-se a variabilidade destes desvios. Neste gráfico verifica-se que nas 25 simulações com um *template* máximo de 10 células e um intervalo de ângulos de azimute de 10°, a média máxima do desvio entre a imagem de treino e as trajetórias simuladas foi de cerca de 19°, para uma sequência de 48 segmentos de reta. No entanto pode-se observar que este valor se destaca bastante dos outros que ficam todos abaixo de 18° de média de desvio.

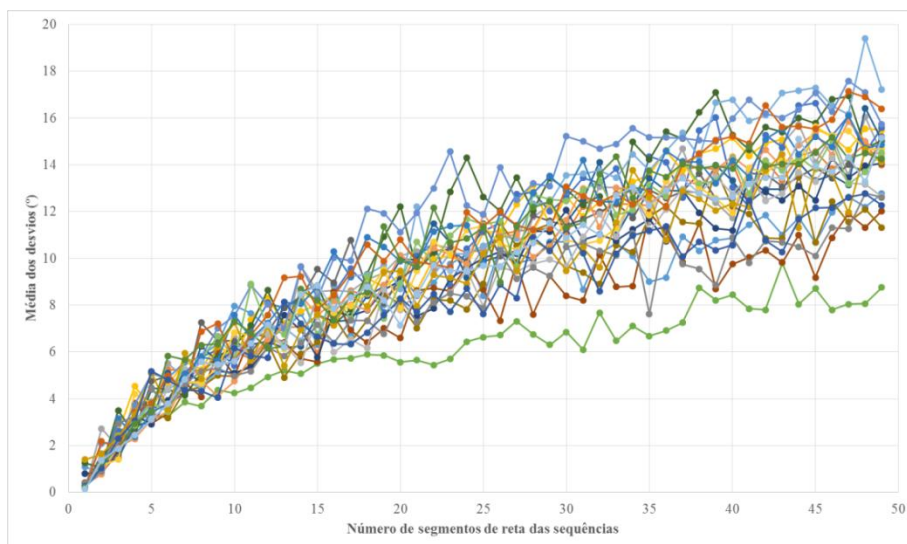


Figura 5.13- Gráfico das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações com 36 classes de ângulos e com um *template* de dimensão máxima de 10 células.

5.2.4 Simulação da linha central dos canais turbidíticos

Repetiu-se o processo de simulação de teste e análise da divergência entre as simulações e a imagem de treino para as linhas centrais dos canais turbidíticos. Iniciou-se com a avaliação informal por observação dos padrões reproduzidos nas trajetórias simuladas considerando intervalos de ângulos de 20° e dimensões máximas de *template* de 5, 10 e 15 células, sem qualquer tipo de condicionamento por pontos de controlo à trajetória do complexo. Dois exemplos de resultados para cada *template* são apresentados na figura 5.14.

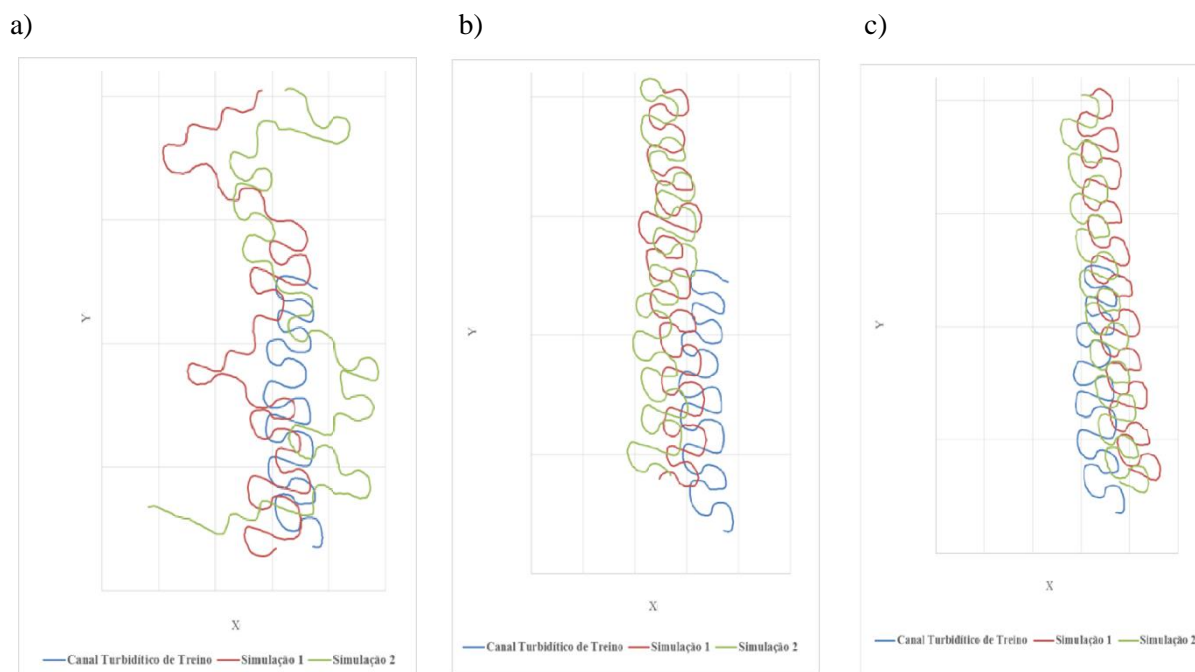


Figura 5.14- Exemplos de 2 resultados da simulação de linhas centrais de canais turbidíticos para *templates* com as dimensões máximas de: a) 5 células; b) 10 células; c) 15 células.

Neste segundo exemplo, o *template* de dimensão máxima de 5 células é também o que apresenta maior dificuldade em reproduzir os padrões da linha central do canal de treino, não representando tão bem a imagem original quanto as simulações resultantes dos *templates* de 10 e 15 células de dimensão máxima. Com os dois últimos, é notória a repetição do padrão de sinuosidade observado na imagem de treino. A aproximação dos resultados simulados à linha de treino também é evidente, ao contrário da de 5 células, que diverge bastante da imagem original. Apresenta-se na figura 5.15 os gráficos das médias dos desvios de 25 simulações para cada *template* de dimensões máximas de 5, 10, 15 e 20 células, mantendo as classes dos ângulos azimutais a 20° (18 classes).

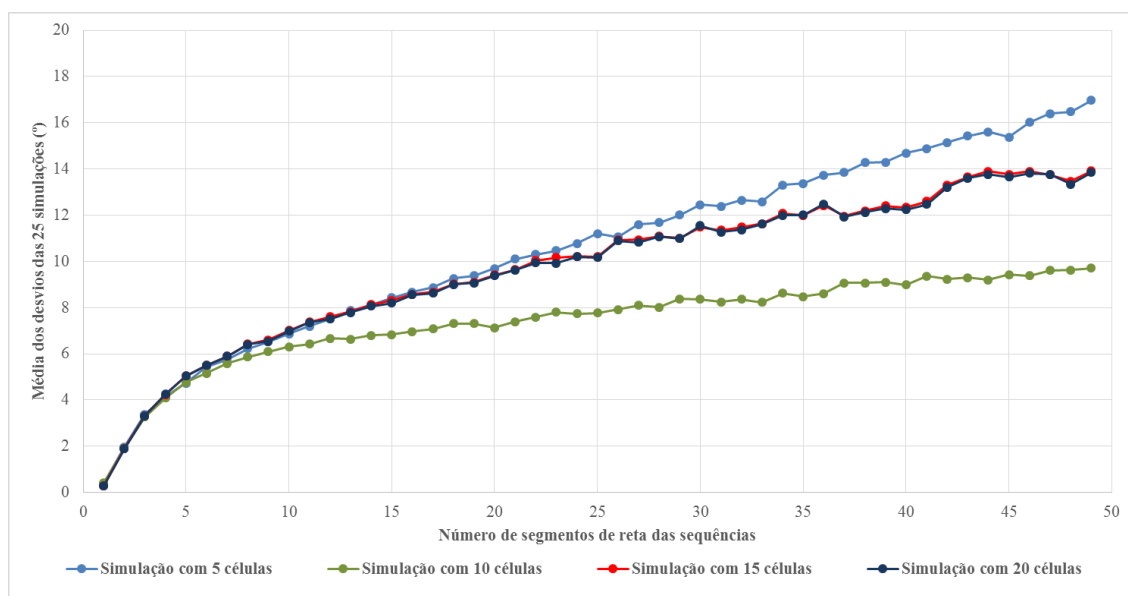


Figura 5.15- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações para cada *template* de 5, 10, 15 e 20 células, considerando 18 classes de ângulos azimutais.

Ao contrário da trajetória dos complexos, para o caso da simulação de linhas centrais de canais turbidíticos, a média dos desvios não diminui sempre com o aumento da dimensão máxima do *template*. Apesar de nesta situação o *template* de dimensão máxima de 5 ser o que apresenta maior afastamento relativamente à imagem original (tal como se podia observar na figura 5.14), os resultados dos *templates* de 15 e 20 apresentam resultados sobrepostos e situando-se entre as curvas obtidas para 5 e de 10.

A explicação possível para esta inconsistência é que a imagem de treino representa meandros que se repetem sucessivamente, mas embora os meandros tenham o mesmo aspeto eles têm sequências de ângulos azimutais diferentes. Quando se faz a simulação com um *template* muito grande, por exemplo de 15 ou 20 células, o que acontece é que as imagens simuladas repetem um ou só alguns dos meandros da imagem de treino pelo que, quando se faz a comparação, existem maiores diferenças porque comparam-se os azimutes de todos os meandros da imagem de treino só com alguns meandros

que aparecem na imagem simulada. Esta é a desvantagem de utilizar *templates* muito grandes porque o que acontece será a reprodução total mas só de alguns dos troços da imagem de treino. O mais adequado para este exemplo é o de 10 células.

Também para esta imagem de treino se comparou o efeito de variação das classes dos ângulos, tendo-se realizado, com o *template* de 10 células, 25 simulações para os intervalos de ângulos azimutais de 20° (18 classes de ângulos), 10° (36 classes de ângulos) e 5° (72 classes de ângulos), cujos gráficos das médias dos desvios em função da dimensão da sequência de segmentos de reta apresentam-se na figura 5.16.

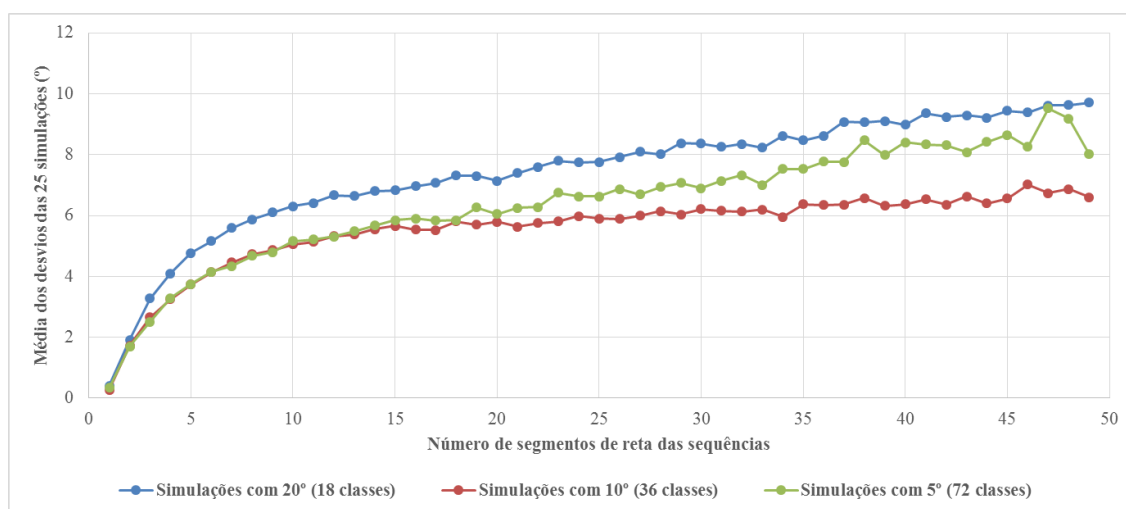


Figura 5.16- Gráfico da média dos desvios das 25 simulações com dimensões de intervalos de ângulos de 20°, 10° e 5°, com um *template* de dimensão máxima de 10 células.

Pelas representações da figura 5.16 verifica-se que as simulações com menor número de classes de ângulos azimutais (20° e 18 classes) são as que apresentam maiores desvios médios. Contudo, não são as de menor intervalo de ângulos azimutais por classe (5° e 72 classes) que apresentam os melhores resultados. Neste caso, as simulações com 36 classes são as que apresentam desvios menores relativamente à imagem de treino original. A explicação poderá ser semelhante à observada para o teste anterior, mas a confirmação só poderá ser obtida com uma análise detalhada das listagens dos ângulos obtidos para cada caso.

Apresenta-se em seguida, na figura 5.17, os gráficos das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações com um *template* máximo de 10 células e com 36 classes de ângulos azimutais, o que permite também para este tipo de canais analisar os intervalos dos desvios obtidos com estes parâmetros. Como se pode observar na figura, no caso da simulação dos canais turbidíticos, as médias dos desvios entre a imagem original as simuladas são menores do que as da trajetória do complexo, atingindo uma soma média máxima de cerca de 9°.

CAPÍTULO 5

Após analisados os resultados das simulações de teste foi considerado apropriado utilizar para os processos de simulação os valores das propriedades testadas listados na tabela 5.2.

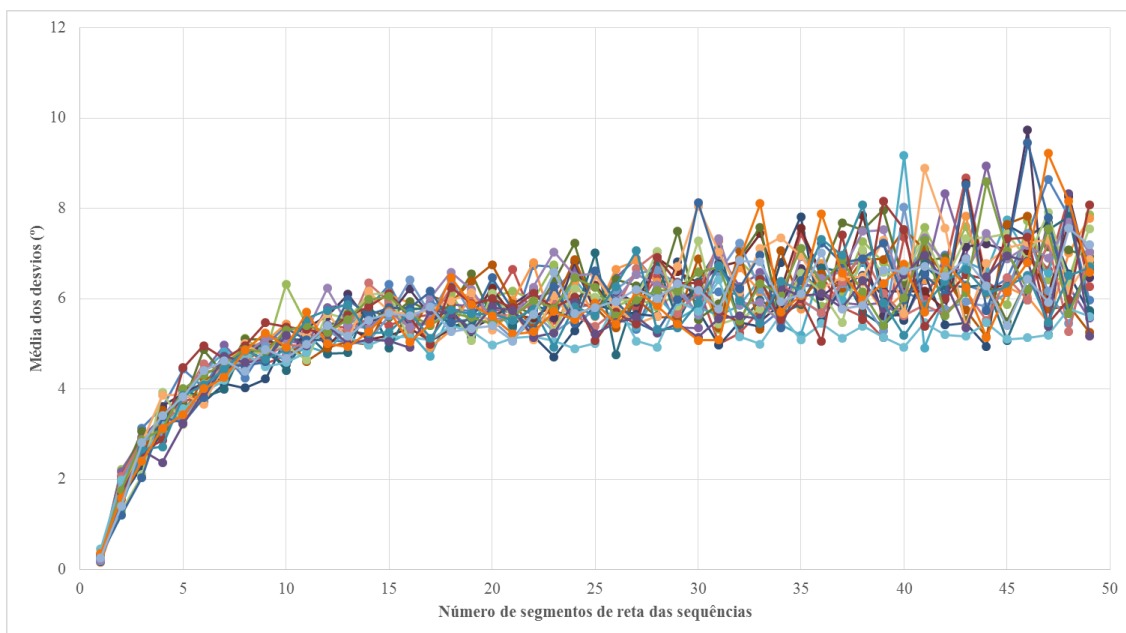


Figura 5.17- Gráfico das médias dos desvios de cada uma das 25 simulações com 36 classes de ângulos e com um *template* de dimensão máxima de 10 células.

Tabela 5.2- Valores adotados para a dimensão máxima do template e dimensão do intervalo das classes de ângulos azimutais como os mais adequados.

	Trajetória do complexo de canais	Linhas centrais dos canais turbidíticos
Dimensão máxima do <i>template</i>	10 células	10 células
Dimensão do intervalo das classes azimutais	20° (18 classes)	10° (36 classes)

5.3 SIMULAÇÃO DA MORFOLOGIA DOS CANAIS E DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES NO RESERVATÓRIO

As imagens de treino utilizadas nesta fase foram as já apresentadas nas informações de partida. A linha da trajetória foi regularizada para segmentos de reta de 100 m cada e a linha central do canal turbidítico para segmentos de reta de 25 m. A distância de tolerância máxima entre a linha da trajetória do complexo e os pontos de controle foi definida como 250 m.

Foram simuladas duas trajetórias do complexo (I e II) e, para cada trajetória do complexo, foram simulados 25 canais turbidíticos. A estes canais foram atribuídas as dimensões espessura e largura, ficando cada canal representado pela linha central do topo, linhas laterais do topo e linhas laterais da base. A figura 5.18 apresenta uma visualização 3D de uma fração de um complexo com 25 canais simulados, com representação das linhas centrais a cor preta e respectivas secções a cor vermelha.

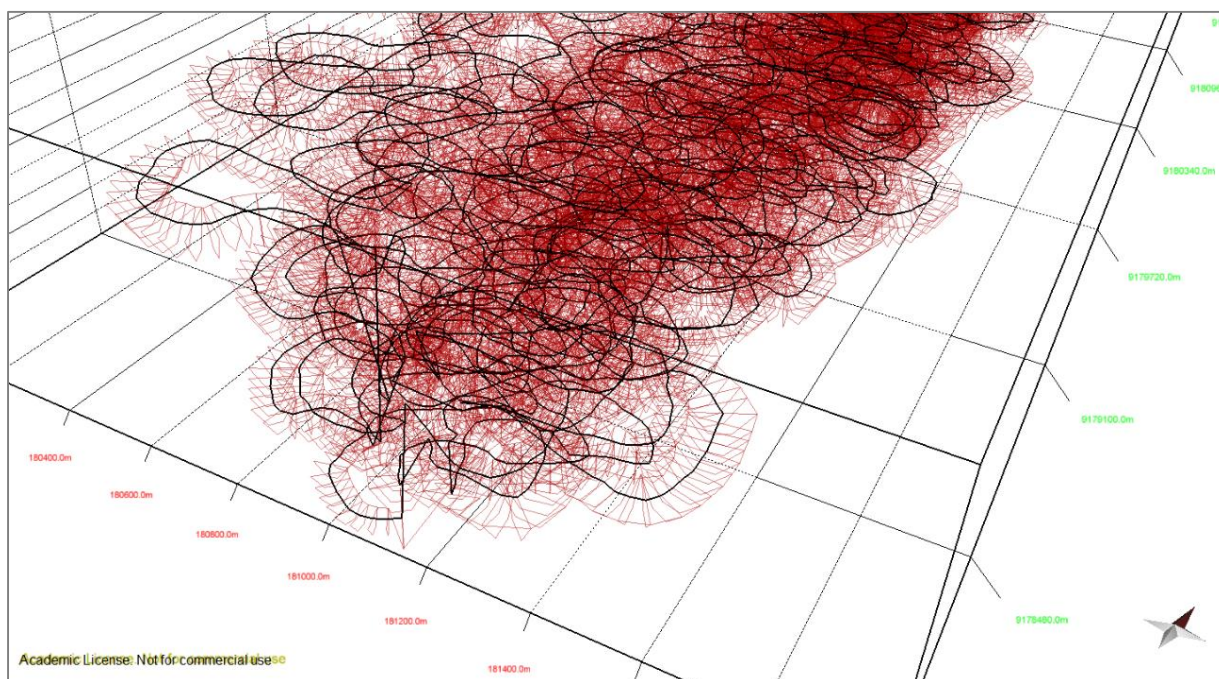


Figura 5.18- Representação 3D de uma região do reservatório onde se observam as linhas centrais e as poligonais das secções espaçadas de 25 m de alguns dos 25 canais simulados.

Os canais simulados foram convertidos para fácies conforme a posição dos centros dos blocos da malha relativamente as secções dos canais “descodificadas” de acordo com o modelo conceptual de fácies (figura 3.5 página 40). Na figura 5.19 mostra-se uma figura 3D das fácies obtidas para uma realização escolhida ao acaso.

Nesta etapa pretendeu-se averiguar como variam as proporções de cada fácies com o número de canais turbidíticos simulados nesta zona de reservatório. Assim, foram simulados conjuntos de 5, 10, 15, 20 e 25 canais turbidíticos para cada realização do complexo I e II. Verificou-se que todas as simulações exibem um comportamento semelhante no que respeita à variação destas proporções. Na tabela 5.3 mostram-se os resultados parciais e final obtidos para uma realização escolhida ao acaso e na figura 5.20 mostram-se os gráficos destas variações de proporções em função do número de canais.

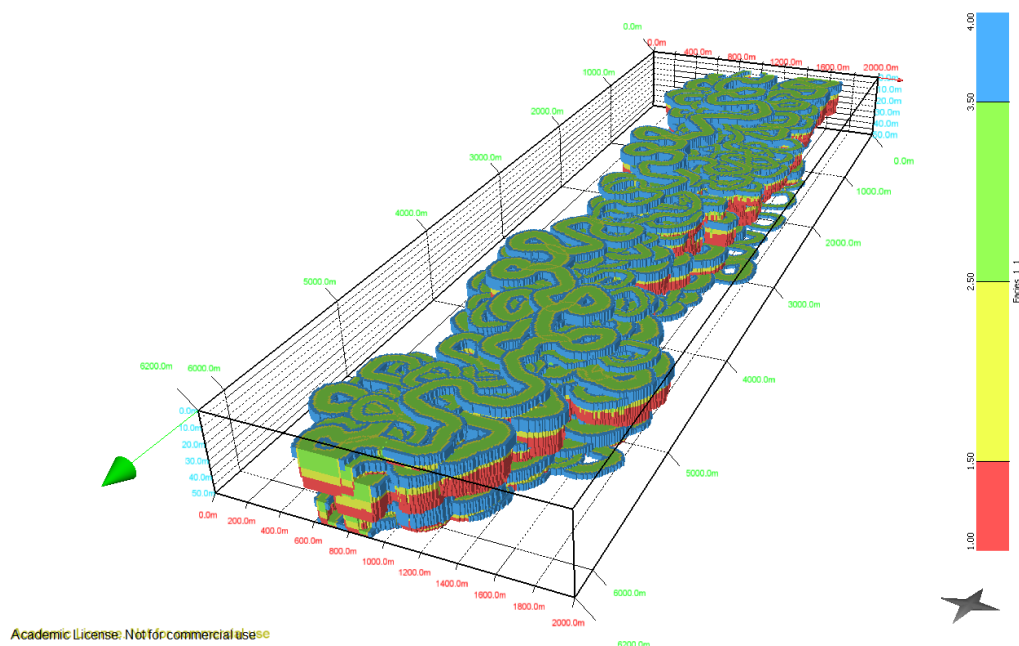


Figura 5.19- Representação 3D de uma imagem de fácies (a fácies V foi excluída da visualização) obtida para uma realização de canais onde se observam a estrutura morfológica e o zonamento do modelo conceptual.

Tabela 5.3- Frequência relativa das fácies de acordo com o número de canais turbidíticos simulados na região reservatório. O número de canais varia entre 5 e 25 com intervalos de 5.

Nº de canais	Proporções (frequências relativas) das fácies								
	Todas as fácies					Fácies de canal			
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV
5	0,040	0,045	0,055	0,020	0,839	0,250	0,281	0,344	0,125
10	0,073	0,071	0,081	0,030	0,745	0,286	0,278	0,318	0,118
15	0,098	0,088	0,093	0,033	0,688	0,314	0,282	0,298	0,106
20	0,128	0,103	0,099	0,035	0,636	0,351	0,282	0,271	0,096
25	0,149	0,113	0,101	0,034	0,604	0,375	0,285	0,254	0,086

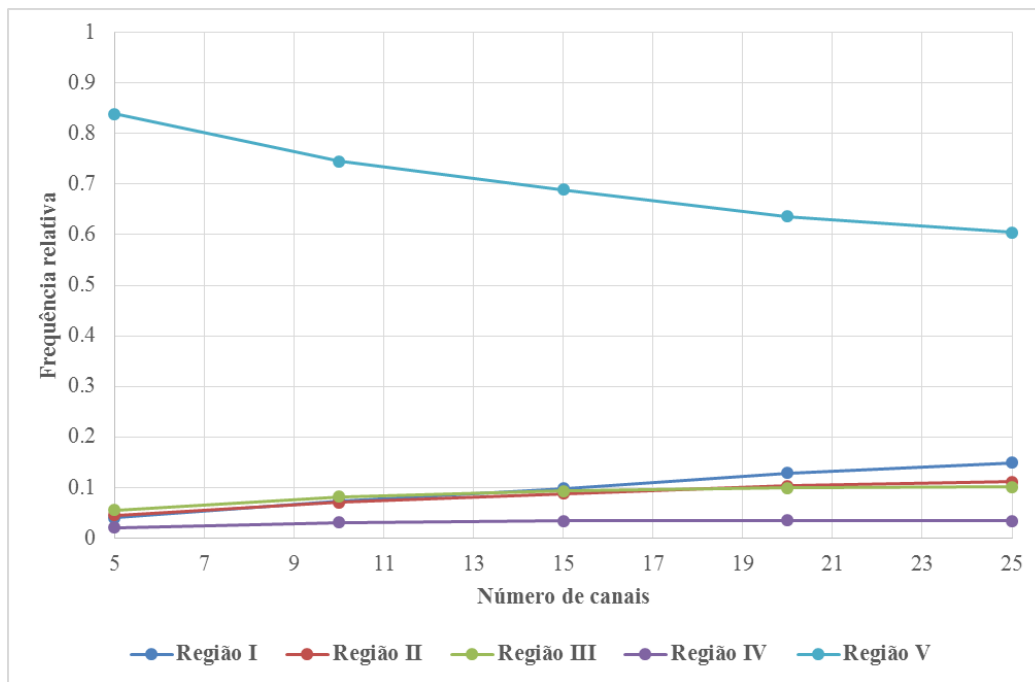


Figura 5.20- Variação das proporções das fácies / regiões I, II, III, IV e V em função do número de canais simulados para uma realização escolhida ao acaso.

A tabela 5.3 e a figura 5.20 evidenciam que com o aumento do número de canais a região V diminui e que as fácies de canal aumentam. Todavia este aumento e diminuição não é linear com o aumento do número de canais, e a explicação é a amalgamação dos canais entre si que é muito maior quanto maior for o número de canais. Uma análise mais detalhada das proporções das fácies de canal entre si mostra também que, com o aumento do número de canais as proporções de fácies I (areia grossa, base do canal) aumentam relativamente às restantes, as de tipo II mantêm-se constantes, e as de tipo II e IV diminuem de importância. Este aumento da proporção de uma fácies relativamente às restantes explica-se porque os canais são transformados em fácies dando prioridade aos canais do topo, e assim se um canal se sobrepuser a outro, há uma preponderância das fácies de tipo I que fazem desaparecer as restantes.

A figura 5.21 apresenta imagens em planta do complexo I com 5, 10, 15, 20 e 25 canais com a distribuição das fácies à profundidade de 25m e uma secção do reservatório para cada um dos casos. Como se pode observar pelas imagens, o algoritmo simula com sucesso o aglomerado de canais que formam o complexo, respeitando os padrões sinuosos da imagem de treino da linha central do canal turbidítico. As imagens em planta, todas à mesma profundidade intermédia, mostram o aumento dessa quantidade de canais e como a distribuição das fácies é afetada por esse aumento. Nas imagens em secção do reservatório é perceptível que as fácies dos canais mais recentes (a menor profundidade) prevalecem sobre as dos mais antigos (a maior profundidade).

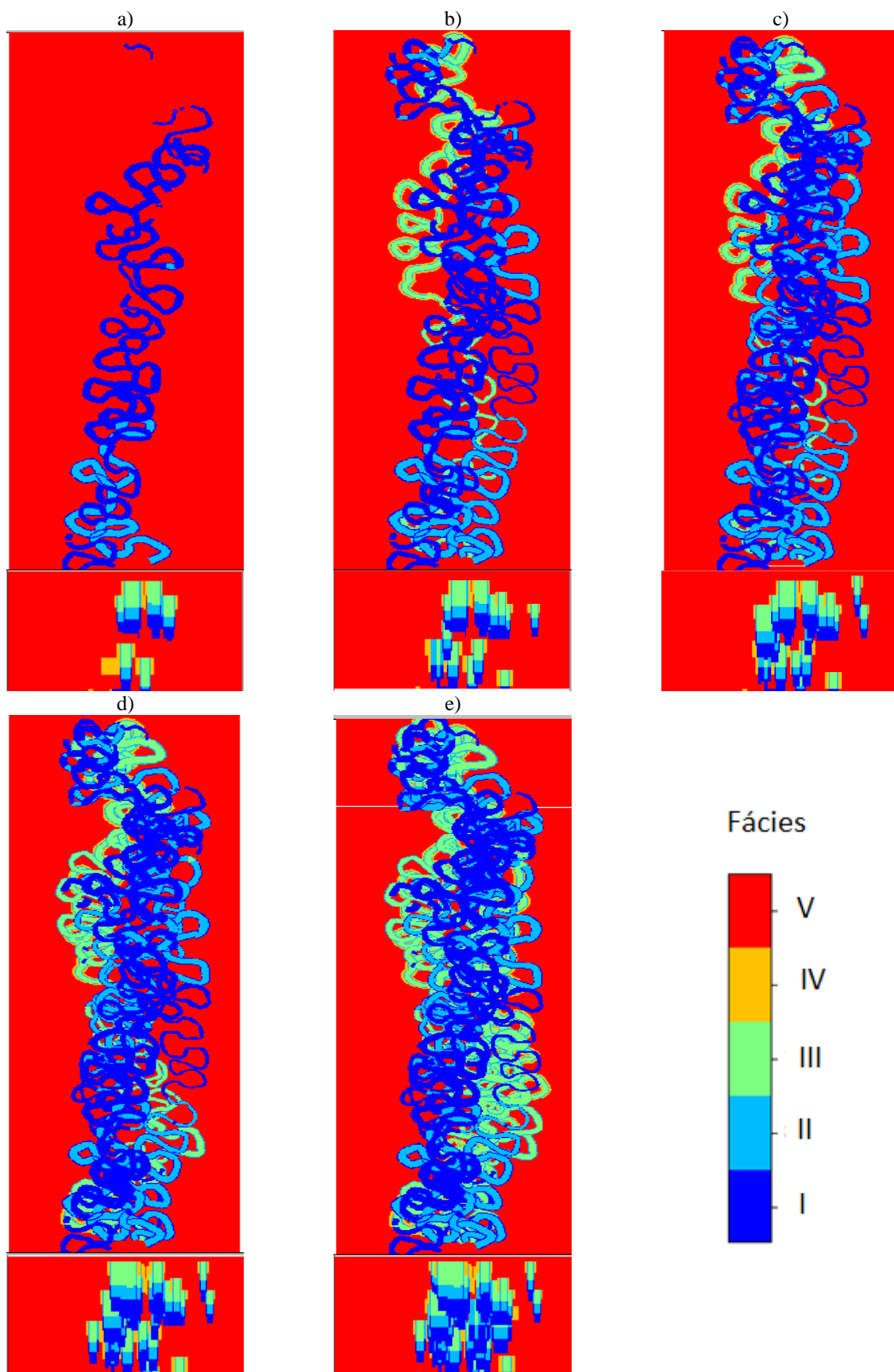
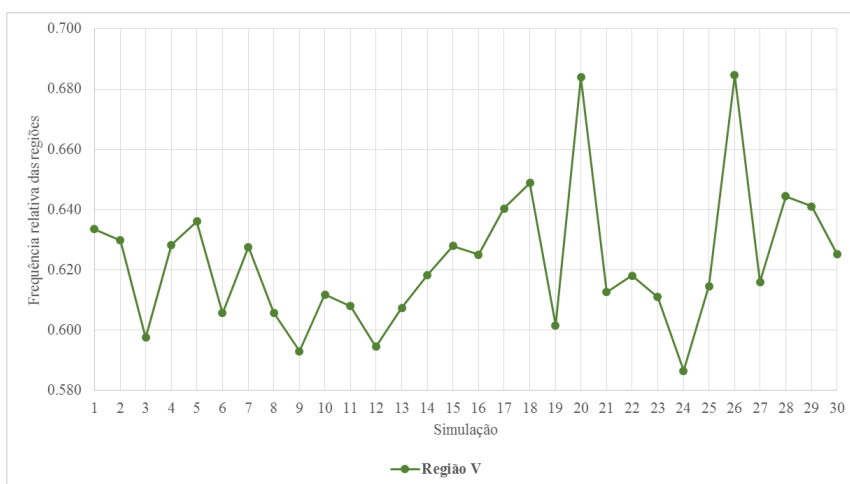


Figura 5.21- Imagens em planta (Z=25m) e numa secção transversal média do reservatório com a distribuição de fácies com: a) 5 canais; b) 10 canais; c) 15 canais; d) 20 canais; e) 25 canais.

Seguidamente compararam-se os valores médios obtidos das proporções (frequências relativas) das fácies / regiões para 30 simulações de canais turbidíticos (realizações 1-15 do complexo I, realizações 16-30 do complexo II), cujos gráficos estão apresentados na figura 5.22 a) e b), respetivamente para a fácies V e para as restantes fácies (I, II, III e IV). Considerou-se apropriada esta separação uma vez que as frequências relativas da fácies V são muito superiores às das outras regiões.

a)



b)

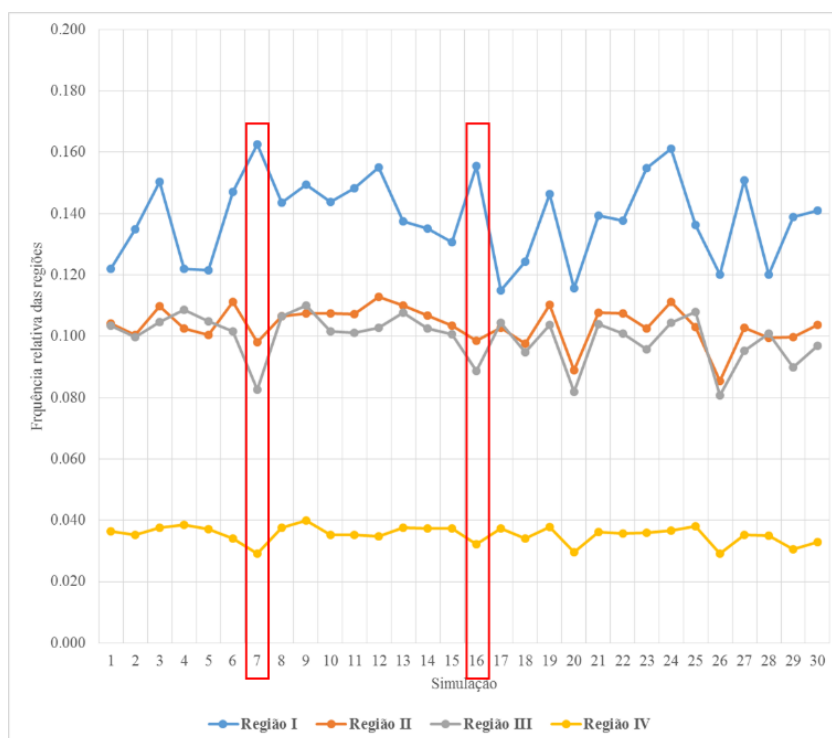


Figura 5.22- Representação comparativa das proporções relativas de cada fácies por realização (de 1 a 30): a) fácies V; b) fácies I, II, III e IV e destaques.

O gráfico da figura 5.22 mostra que a fácies / região I dos canais predomina relativamente às restantes em todas as simulações, já a fácies IV é a que evidencia menores proporções. No geral, o comportamento das proporções é semelhante para todas as realizações, com variações máximas de 0,04 (4%) para a fácies I. Nalguns casos a descida de uma fácies é compensada pela subida de outra região de canal (ver exemplo das realizações 7 e 16 assinaladas), já por exemplo na realização 24 a maior proporção da fácies I é compensada pela descida da fácies V (complementar aos canais).

As razões para as variações nas proporções de fácies entre realizações são várias, nomeadamente, a maior ou menor aproximação dos canais simulados entre si, a sequência vertical e a forma como eles são erodidos dos mais antigos para os mais recentes, e também a influência do posicionamento das fronteiras e dos canais. Todos estes aspetos são estocásticos, ou seja, ocorrem ao acaso e este é um aspeto que valoriza o algoritmo proposto. Na figura 5.23 mostra-se em detalhe uma secção do reservatório da realização 7, onde os canais aparecem muito aglomerados e onde o efeito de erosão faz emergir preponderância para a fácies I.

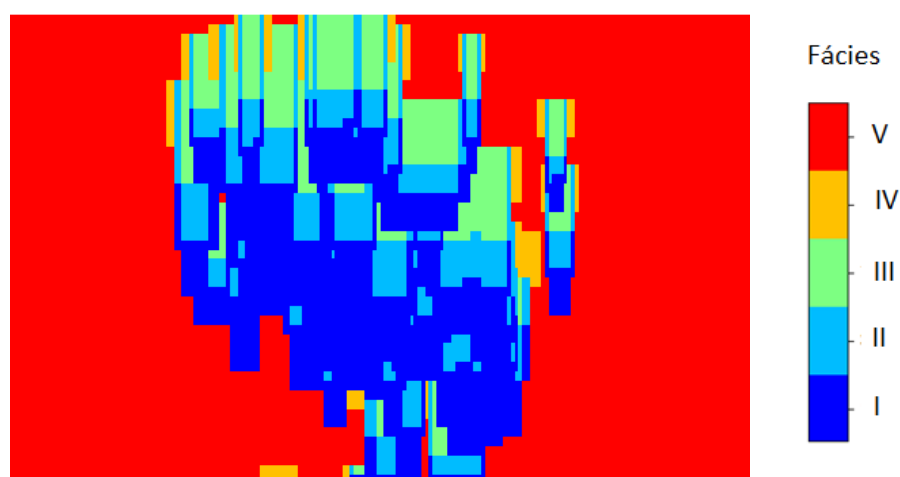


Figura 5.23- Secção do reservatório da realização 7 de fácies do complexo I que demonstra como os canais foram gerados muito próximos entre si, levando ao aumento substancial da proporção da fácies I relativamente às restantes.

5.4 SIMULAÇÃO DA POROSIDADE E PERMEABILIDADE CONDICIONAIS ÀS IMAGENS DE FÁCIES E UPSCALING PARA A MALHA DE SIMULAÇÃO DE FLUXO

A simulação da porosidade e da permeabilidade foi feita condicional às imagens da fácies por SSD com histogramas locais. Para explorar o espaço de incerteza foram simuladas três imagens de porosidade e permeabilidade para cada uma das 30 imagens de fácies, resultando no total de 90 + 90 realizações destas propriedades.

Apresentam-se na figura 5.24 imagens de uma das simulações com a distribuição das fácies, porosidade, e permeabilidade; na figura 5.25 mostram-se os resultados obtidos da transformação por

upscaling da porosidade e da permeabilidade. Todas as imagens correspondem à mesma profundidade do reservatório. Nas figuras 5.26 e 5.27 mostram-se representações 3D da porosidade e permeabilidade, respetivamente, para vários valores de corte. Na figura 5.28 mostram-se os estatísticos básicos de uma realização de porosidade e permeabilidade na malha de simulação das propriedades.

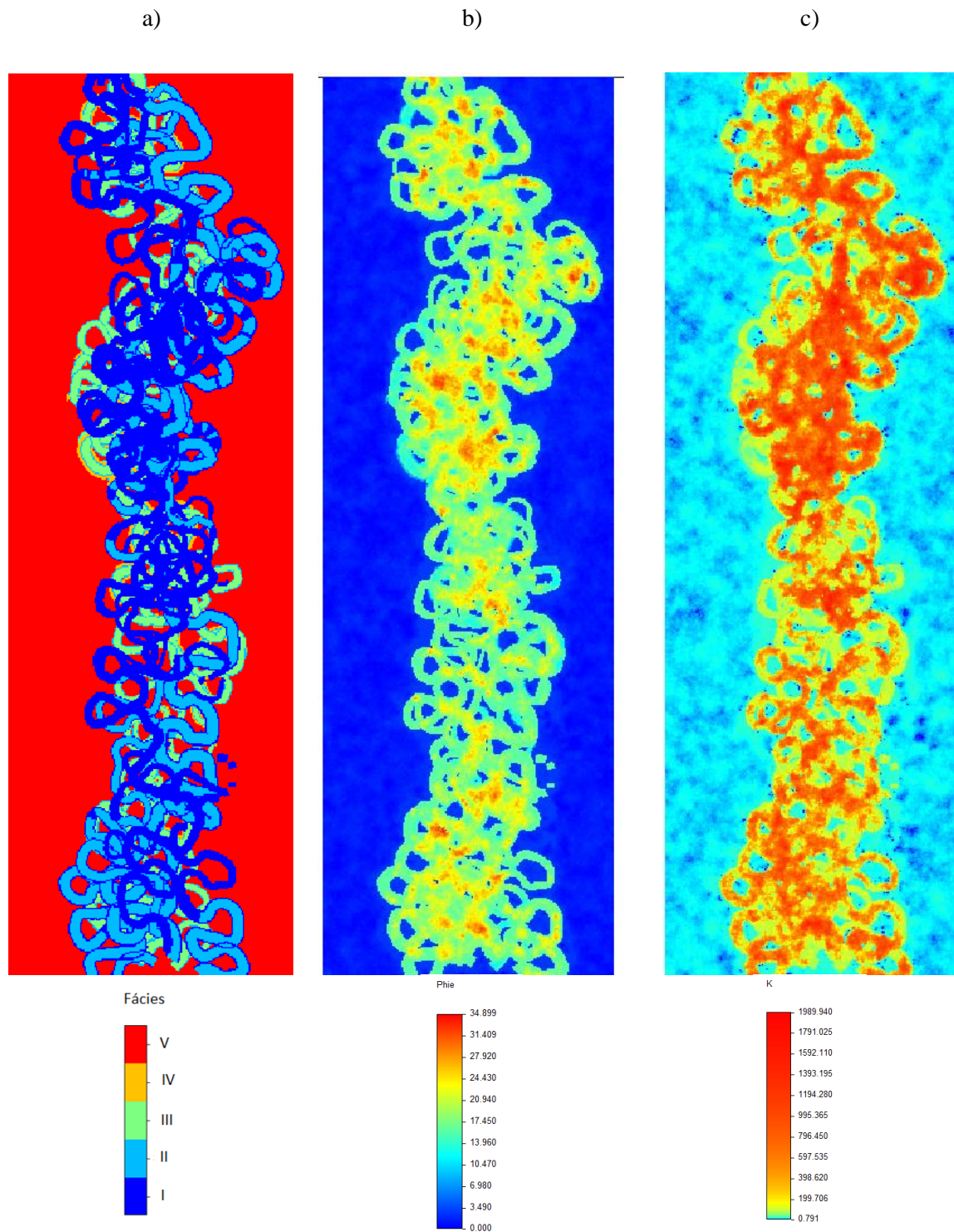


Figura 5.24- Imagens em planta com a distribuição de a) fácies aos 25m de profundidade; b) imagem simulada da porosidade condicionada às fácies; c) imagem simulada da permeabilidade condicionada às fácies.

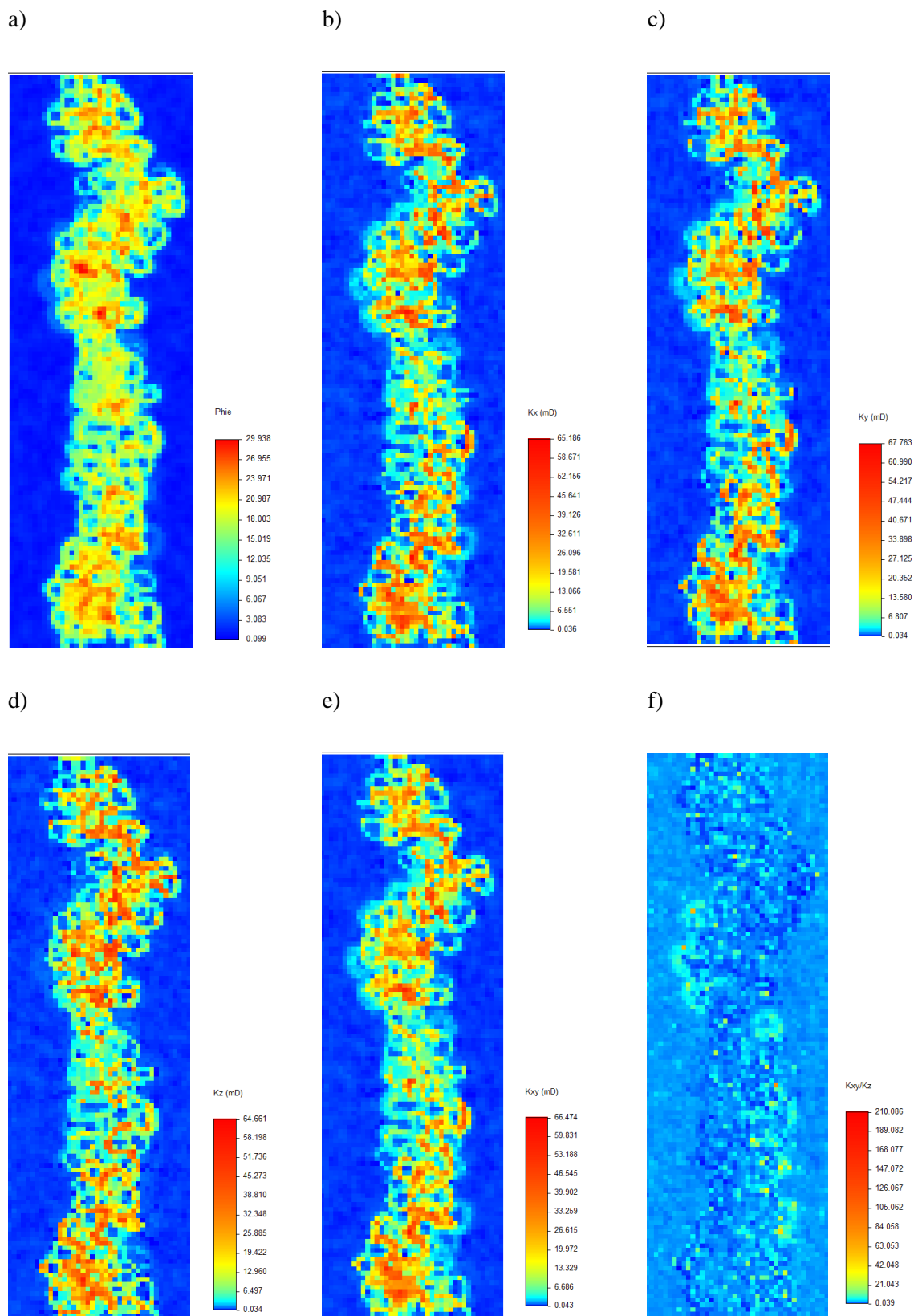


Figura 5.25- Imagens em planta dos canais na malha de simulação dinâmica com a distribuição de a) porosidade aos 25m de profundidade; b) permeabilidade componente K_x; c) permeabilidade componente K_y; d) permeabilidade componente K_z; e) permeabilidade componente K_{xy} média; f) razão entre K_{xy} média e K_z.

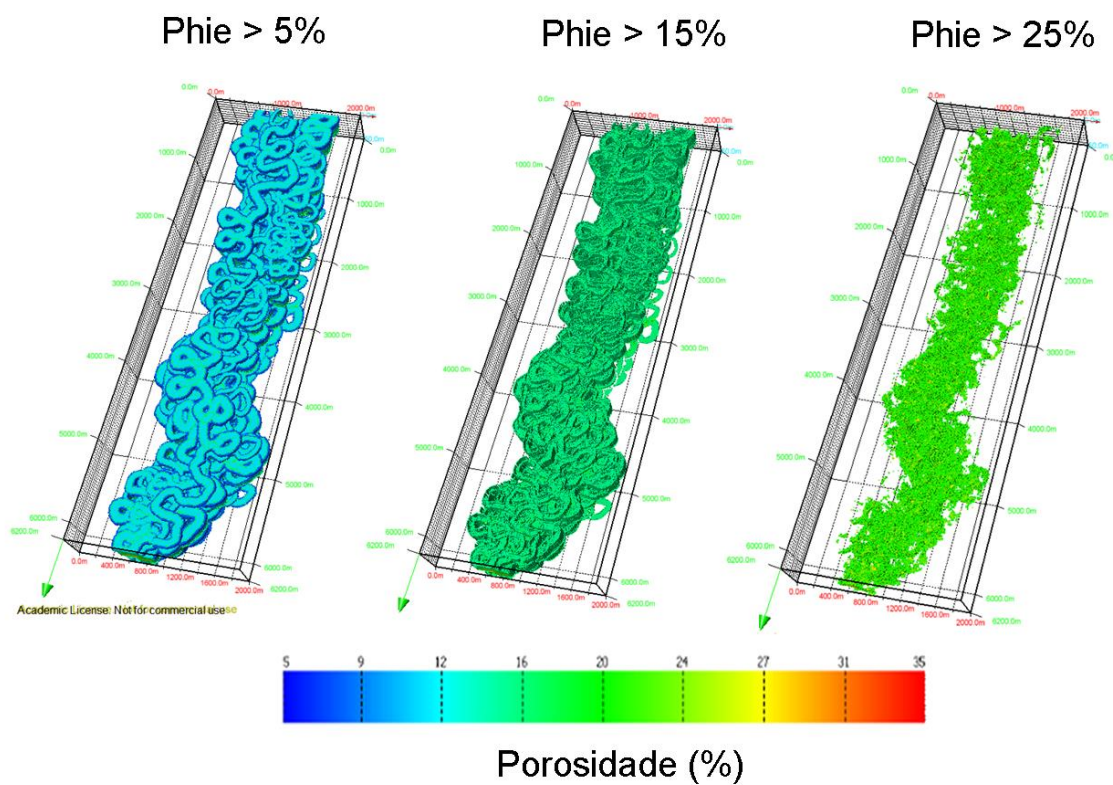


Figura 5.26- Representação 3D de uma realização de porosidade onde sucessivamente são aplicados os valores de corte de 5%, 15% e 25%.

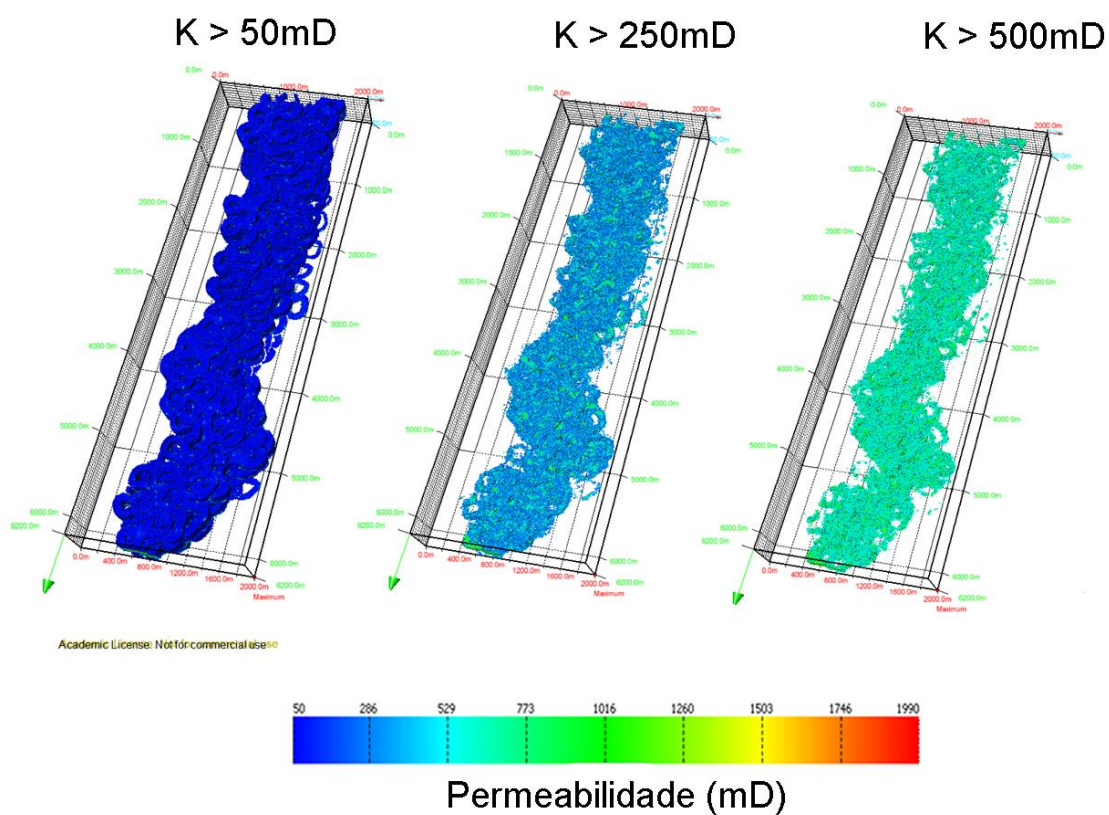


Figura 5.27- Representação 3D de uma realização de permeabilidade onde sucessivamente são aplicados os valores de corte de 50 mD, 250 mD e 500 mD.

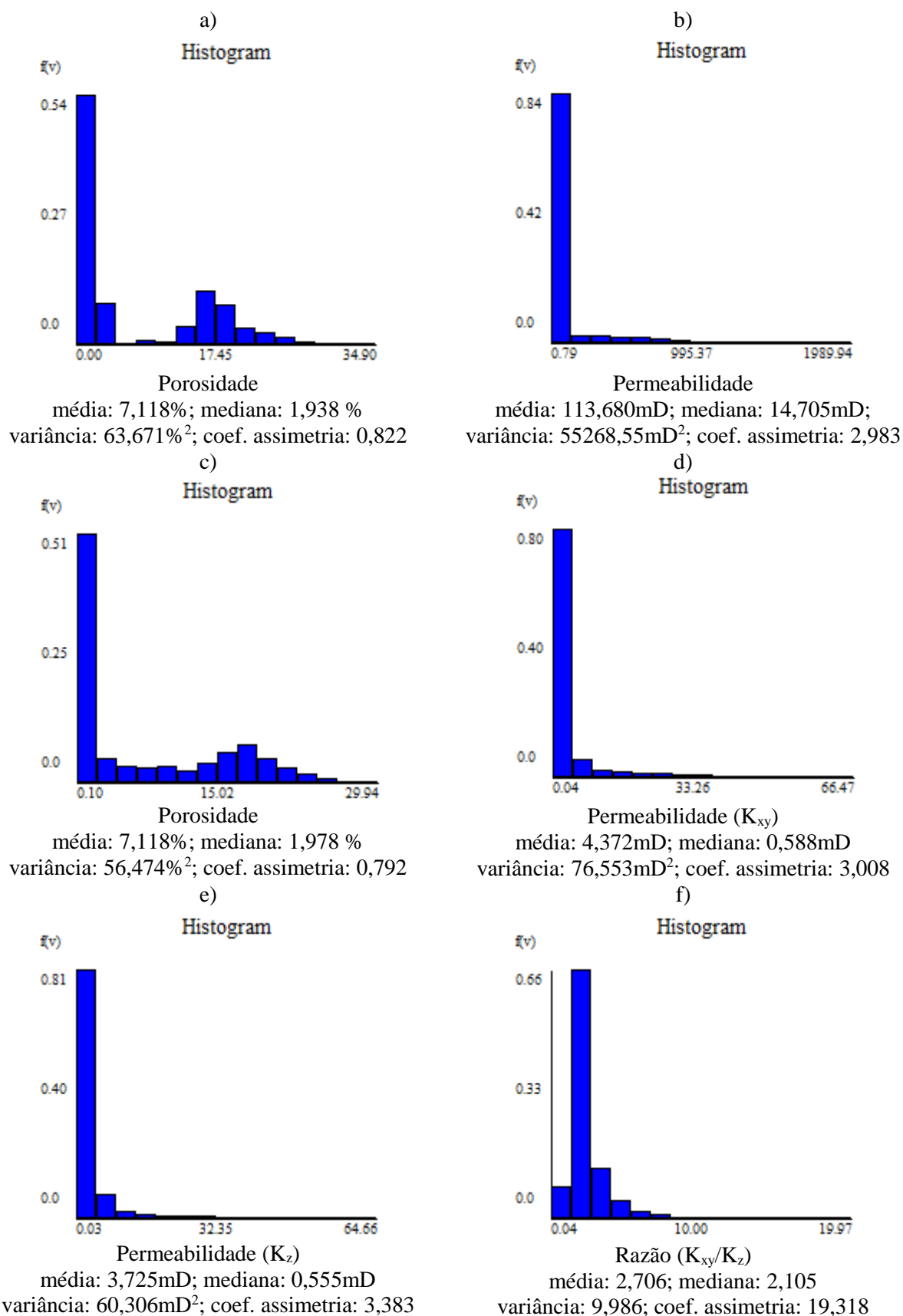


Figura 5.28- Síntese de estatísticos básicos dos resultados: a) porosidade na malha de simulação geoestatística; b) permeabilidade na malha de simulação geoestatística; c) porosidade na malha de upscaling; d) K_{xy} na malha de upscaling; e) K_z na malha de upscaling; f) razão K_{xy}/K_z na malha de upscaling.

Como se pode visualizar nas imagens, mesmo após a transformação por *upscaling*, tanto os resultados para a permeabilidade como para a porosidade acompanham as regiões de fácies a que se tinham atribuído os valores mais altos da propriedade. Também se observa que dentro da região de canal aparecem valores diferenciados conforme o modelo conceptual das fácies, por exemplo, a região I (a azul escuro), correspondente à base dos canais é aquela a que foram atribuídos valores de porosidade e permeabilidade médios mais elevados. Os valores das permeabilidades nas direções X e Y são bastante similares mas quase sempre superiores às da direção Z do tensor.

Relativamente aos estatísticos das imagens simuladas, para a porosidade observam-se duas populações de valores: uma relativa à fácies de não canal e outra relativa às fácies de canal. Para a permeabilidade estas duas populações aparecem mais esbatidas porque a amplitude dos valores é muito mais elevada. Quando se faz o *upscaling*, os valores médios e a mediana para a porosidade mantêm-se aproximados mas para a permeabilidade baixam consideravelmente, o que é esperado porque no cálculo da permeabilidade equivalente combinam-se médias harmónicas e aritméticas dando mais peso aos valores mais baixos. As variâncias baixam sempre com o *upscaling*, mas para a permeabilidade esta redução é maior, o que deriva do método de cálculo da permeabilidade equivalente. Os coeficientes de assimetria mantêm-se na mesma ordem de grandeza para as duas variáveis, antes e após o *upscaling*. Para a razão entre a permeabilidade horizontal e vertical, os valores médios rondam $2,7\times$, e se forem analisados na região de canal aproximam-se de $5\times$. Esta razão mostra que a permeabilidade equivalente na horizontal é muito maior do que a permeabilidade vertical o que é coerente com os modelos conceptuais de distribuição de permeabilidade.

5.5 ORDENAÇÃO DAS REALIZAÇÕES EM TERMOS DO POTENCIAL DE HIDROCARBONETOS

Na análise de um reservatório, os locais mais adequados para os poços de exploração devem ter em conta, entre outros fatores, as imagens de porosidade e permeabilidade do reservatório. A porosidade quantifica o armazenamento e a permeabilidade a mobilidade dos fluidos, assim, idealmente, um poço deve ser localizado num local que constitua um corpo contíguo (ou *geobody*) de elevada permeabilidade que permita extrair os hidrocarbonetos nele contidos. Dada esta explicação, após a transformação por *upscaling* das propriedades porosidade e permeabilidade, e dado que estas imagens servem como entrada num simulador de fluxo, procedeu-se à ordenação das imagens obtidas em termos da qualidade potencial que estas duas variáveis transportam. De acordo com Almeida (1999), a continuidade e conexão de *geobodies* de alta (ou de baixa permeabilidade) serve como ferramenta para classificar as imagens simuladas desde otimistas, intermédias a pessimistas. Segundo o autor, deve ser seguido o seguinte procedimento:

1. Definição de um valor de corte de forma a transformar as imagens de permeabilidade em imagens binárias;

2. Identificação de todos os *geobodies* contíguos nas imagens de permeabilidade e cálculo do volume potencial de hidrocarbonetos;
3. Comparação dos volumes obtidos, e identificação dos cenários extremos (otimista – maior volume de hidrocarbonetos; e pessimista – menor volume de hidrocarbonetos).

Nos complexos de canais turbidíticos verificou-se experimentalmente que o ideal para esta análise seria considerar o valor de corte de 10 mD para a transformação das imagens da permeabilidade horizontal (K_{xy}) em imagens binárias e que o resultado consistia, para todas as realizações, num “único e grande” *geobody* de permeabilidade superior a 10 mD e em inúmeros *geobodies* mais pequenos não conectados entre si. Para o único *geobody* de maior volume foram avaliadas as reservas potenciais considerando a porosidade simulada na realização homóloga.

De acordo com Archer e Wall (1986), as reservas de hidrocarbonetos são calculadas pela equação:

$$\text{Reservas} = [\text{Volume de rocha} \times \text{Porosidade} \times \text{Saturação em hidrocarbonetos} \times (\text{Coeficiente de expansão ou coeficiente de contração})] \times \text{Fator de recuperação}$$

Como neste estudo não foram considerados fatores de recuperação, saturações ou de expansão ou contração para o cálculo das reservas, estas designam-se de potenciais. Desta forma, as reservas potenciais foram obtidas pelo produto entre o volume do *geobody* único e principal e a porosidade média calculada nesse *geobody*. Posteriormente os volumes das reservas potenciais foram convertidos para barris ($1\text{m}^3 = 6,29$ barris). As reservas potenciais em barris, calculadas com as 90 realizações de porosidade e permeabilidade apresentam-se na figura 5.29, com a identificação do cenário otimista (maior reserva) e do cenário pessimista (menor reserva).

A figura 5.29 mostra que as três realizações de porosidade e permeabilidade por simulação de fácies têm quase sempre resultados de produção potencial muito próximos. O cenário pessimista, assinalado na figura, corresponde a uma produção potencial de aproximadamente 148 milhões de barris, enquanto que o cenário otimista corresponde a cerca de 263 milhões. O valor médio da produção é de cerca de 217 milhões.

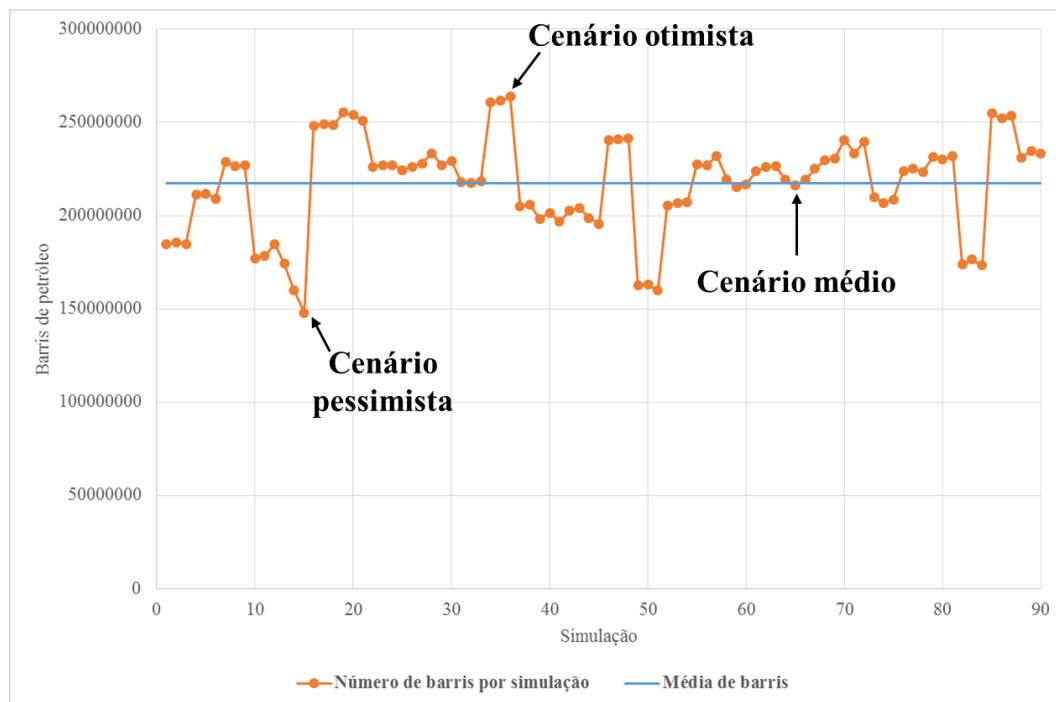


Figura 5.29- Número de barris das reservas potenciais de petróleo, com a identificação dos cenários otimista (maiores reservas) e pessimista (menores reservas). As realizações 1 a 3 dizem respeito à primeira realização de fácies, as realizações 4 a 6 dizem respeito à segunda realização de fácies e assim por diante.

Seguindo estes resultados, mostram-se imagens em planta (horizonte 30m) e em perfil intermédio de fácies (figura 5.30), porosidade (figura 5.31) e permeabilidade (figura 5.32) destes cenários mais o cenário 66 situado sobre a linha média de potencial. De forma a conhecer as proporções das diferentes fácies nos três casos, foram calculadas as proporções das cinco fácies nestas realizações cujos resultados se apresentam na tabela 5.4.

Tabela 5.4- Proporções de cada fácies nas realizações selecionadas para cenário pessimista, médio e otimista.

Fácies	Cenário pessimista	Cenário médio	Cenário otimista
I	0,122	0,116	0,155
II	0,100	0,088	0,113
III	0,105	0,082	0,103
IV	0,037	0,029	0,035
V	0,636	0,685	0,594

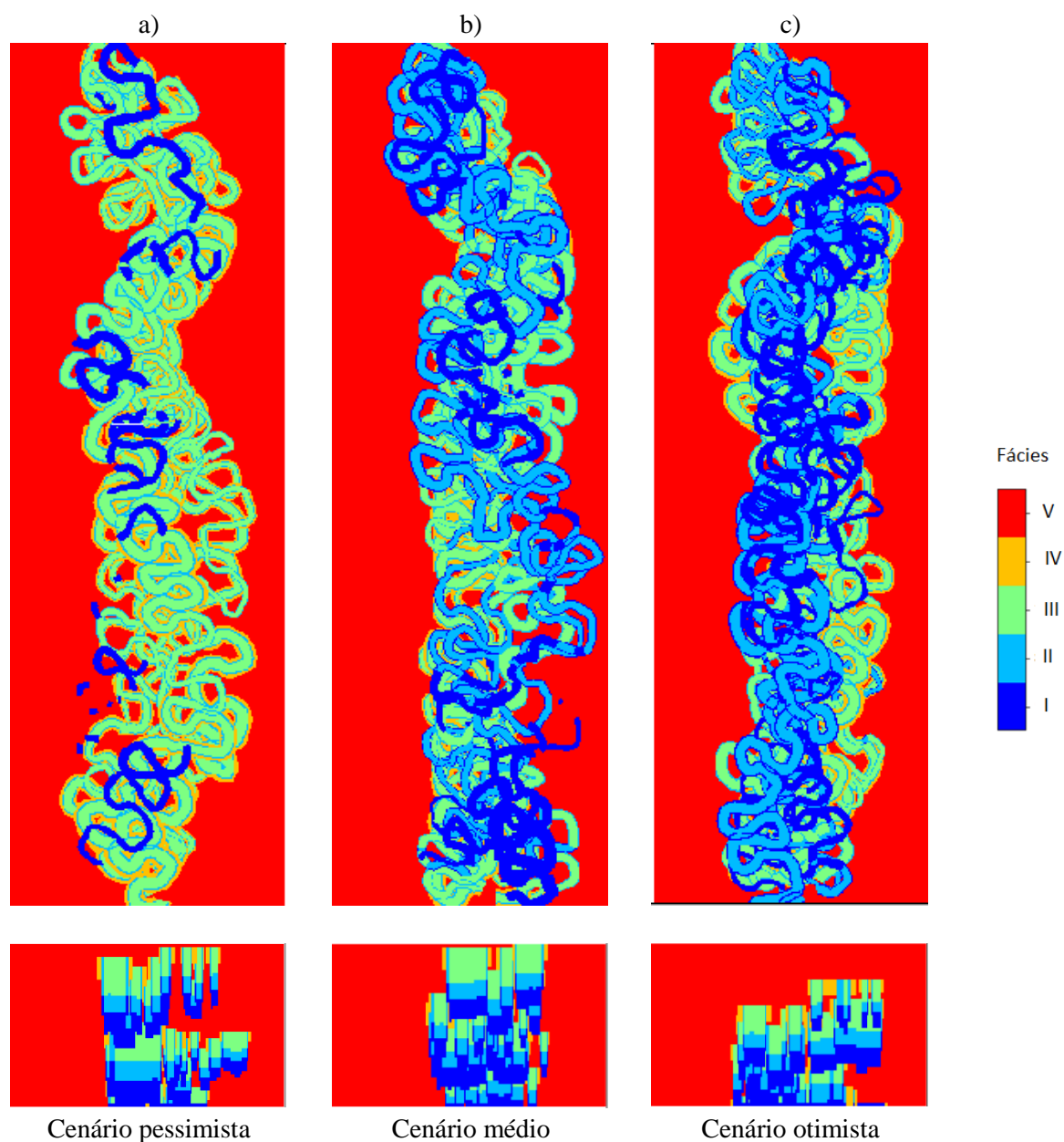


Figura 5.30- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de fácies posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.

Pela análise dos resultados na tabela 5.4 é perceptível que o cenário otimista apresenta as maiores proporções de fácies de canal e a menor proporção da região V, complementar aos canais. Isto vai de acordo ao resultado de uma maior produção, uma vez que as fácies dos canais são as que possibilitam o armazenamento dos hidrocarbonetos. No entanto, o cenário médio, que se podia antever apresentar valores intermédios entre os cenários pessimista e otimista, possui proporções menores de fácies de canais do que o pessimista e uma proporção da região V maior. Contudo, há que ter em conta que nos cálculos das reservas potenciais tem de se considerar não só as proporções de fácies mas também a conexão entre os canais e no caso do cenário pessimista, apesar de ter maiores proporções de fácies de canais, pode não ter um volume tão grande de canais conectados como o cenário médio.

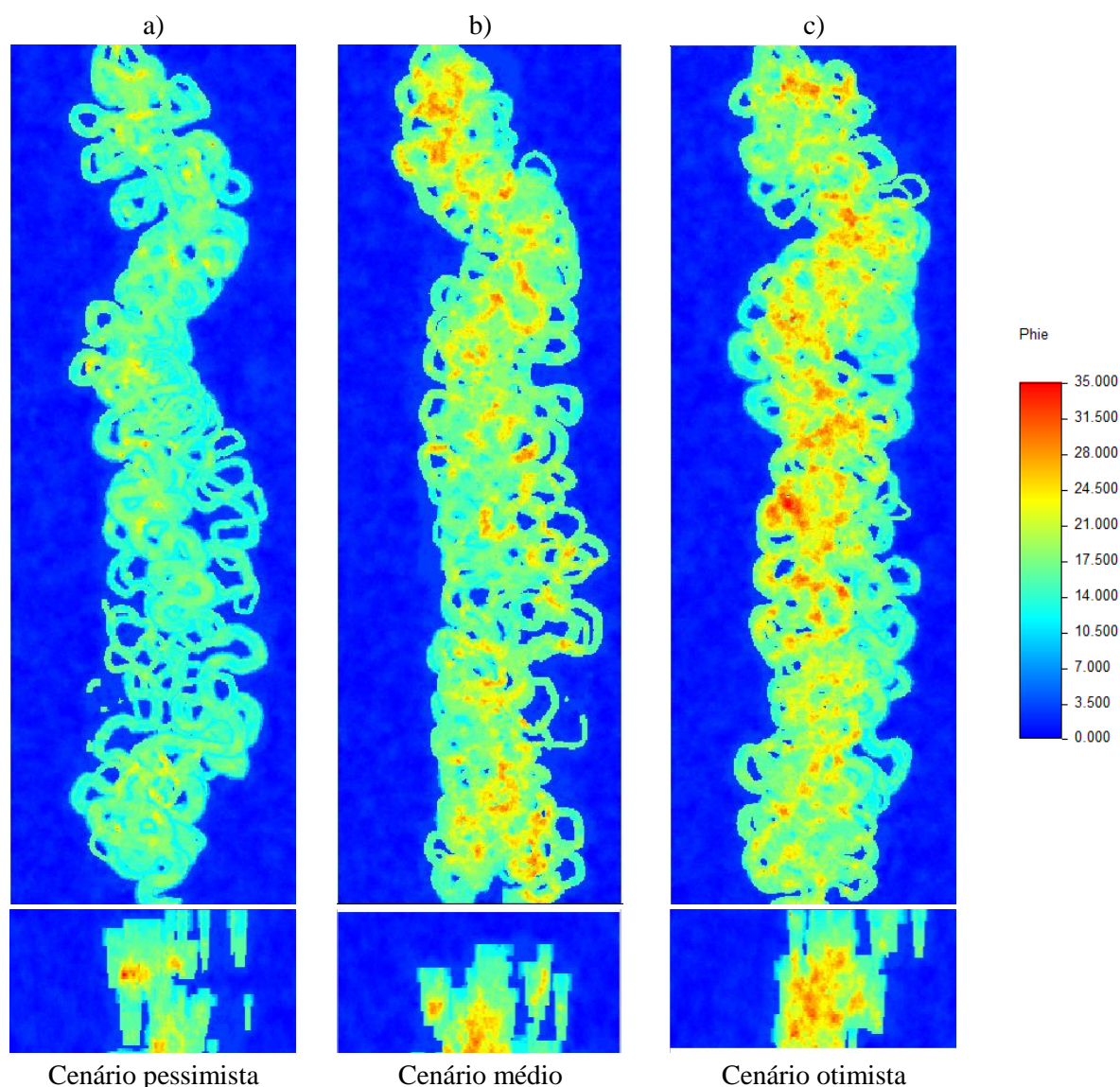


Figura 5.31- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de porosidade posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.

A figura 5.31 mostra que para o mesmo horizonte de 30m de profundidade, o cenário otimista apresenta mais áreas de porosidade elevada (a cor laranja, amarela e vermelha), seguindo-se o cenário médio e, por fim, o cenário pessimista.

Relembre-se mais uma vez que para o cálculo das reservas potenciais tem de se ter em conta não apenas as proporções de fácies dos canais e a porosidade e a permeabilidade isoladamente. Um dos fatores mais importantes é o volume de rocha conectado que permite o armazenamento e o fluxo de fluidos. Por esse motivo apresenta-se em seguida uma tabela (tabela 5.5) que para cada cenário expõe o número de blocos conectados do *geobody* principal (maior) do modelo, a porosidade média calculada para esse *geobody* e a quantidade potencial de barris produzidos.

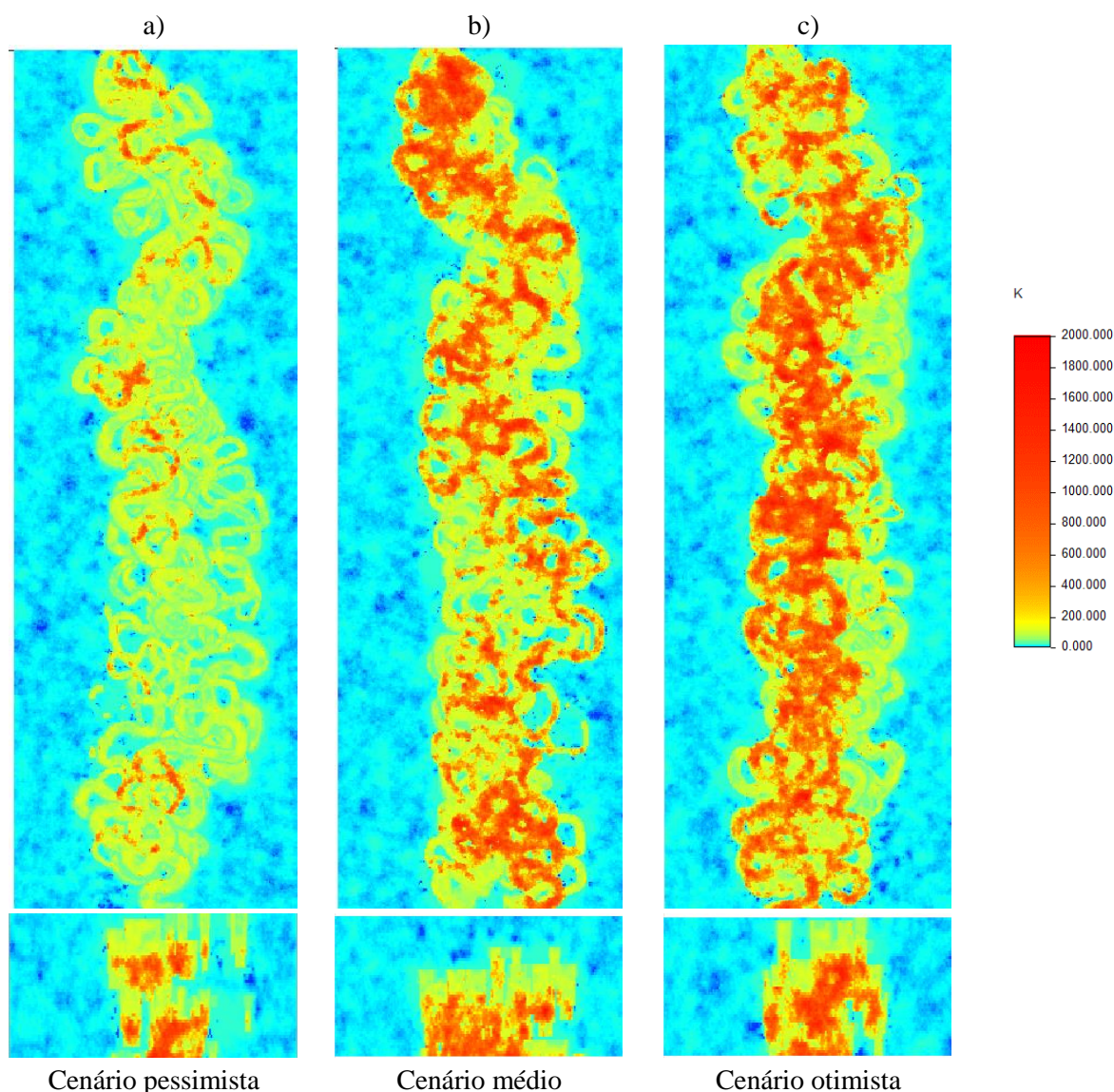


Figura 5.32- Representação em planta e em perfil das imagens simuladas de permeabilidade posicionadas no horizonte 30m: a) cenário pessimista; b) cenário médio; c) cenário otimista.

Tabela 5.5- Número de blocos conectados do *geobody* principal, porosidade média e quantidade de barris produzidos em cada um dos cenários.

	Cenário pessimista	Cenário médio	Cenário otimista
Número de blocos	4630	6600	8044
Porosidade média (%)	20,32	20,88	20,86
Número de barris (milhões)	148	217	263

Pelos resultados apresentados na tabela, fica comprovado que o cenário otimista é o que apresenta um *geobody* principal composto por um maior número de blocos conectados, logo, com um maior volume.

Segue-se o cenário médio e depois o cenário pessimista que apresenta um número de blocos conectados que constituem o *geobody* principal desse cenário muito inferior ao otimista. A porosidade média entre os cenários varia muito pouco.

5.6 DISCUSSÃO

Seguidamente discutem-se detalhadamente os resultados obtidos por item.

5.6.1 Informações de partida

- O algoritmo desenvolvido encontra-se preparado para receber uma ou mais imagens de treino tanto para a trajetória do complexo como para a linha central do canal turbidítico, desde que inseridas como linhas poligonais abertas. Se forem consideradas várias imagens de treino o histograma multiponto é calculado misturando as imagens de treino e daí resulta uma imagem híbrida dos canais de treino. Permite ainda que a trajetória seja corrigida localmente mediante distâncias máximas de tolerância a pontos de controlo, que podem ser estipuladas ponto a ponto tendo em conta as dimensões do complexo de canais turbidíticos e a incerteza associada à interpretação sísmica / poços.
- Neste caso de estudo, a imagem de treino da linha central do canal turbidítico foi desenhada propositadamente com elevada sinuosidade, que é uma característica deste tipo de canais. No entanto, a sinuosidade global do complexo de canais não é muito elevada, razão pela qual a trajetória dos complexos foi desenhada de forma pouco sinuosa (figura 5.1).
- Os valores das dimensões geométricas largura e espessura dos canais turbidíticos foram simulados com base em leis de distribuição uniforme, o que é representativo de uma elevada incerteza. No entanto, a aplicação CHOMS v2.0 está apta a que as dimensões sigam uma qualquer lei, bastando para isso que a geração destes valores por canal siga a lei que se achar mais adequada.
- A elevada sinuosidade do canal de treino e a repetição dos padrões sinuosos pode ser verificada pelos gráficos dos ângulos azimutais e das classes de azimuth (figura 5.3). Entre segmentos de reta adjacentes, a classe de ângulo raramente é a mesma. Já no caso da trajetória de treino, o gráfico das classes de azimuth apresenta várias sequências de segmentos de reta com a mesma classe de ângulo azimutal (figura 5.2).
- Uma vez que foram estabelecidos intervalos de classes de ângulos azimutais de 20° para a trajetória do complexo e 10° para as linhas centrais dos canais turbidíticos, os resíduos da primeira variam entre -10 e 10 (figura 5.2) e os resíduos dos canais turbidíticos variam entre -5 e 5 (figura 5.3), o que corresponde a metade da dimensão das classes.
- As dimensões dos blocos foram estabelecidas tendo em conta as dimensões dos canais e do complexo, nomeadamente a dimensão da malha onde são retiradas as fácies dos canais foi

escolhida e testada de forma a perceber a variação das fácies e das propriedades petrofísicas lateralmente e em profundidade. Por isso, na direção vertical, a discretização é superior à horizontal, através da utilização de blocos de menor dimensão nessa direção. A malha de blocos utilizada para o *upscaling* das propriedades petrofísicas foi estabelecida tendo em conta a possibilidade da sua utilização em simuladores de fluxo. As dimensões desta malha devem ser cuidadosamente escolhidas, porque podem desvirtuar completamente a simulação dos canais.

- As diferentes regiões do modelo conceptual de fácies e os valores das respetivas propriedades petrofísicas porosidade e permeabilidade foram estipulados de acordo com a informação recolhida acerca dos reservatórios turbidíticos e da área de estudo. A média e o desvio-padrão das leis de distribuição ajustadas para a porosidade e permeabilidade diminuem da fácies I para a V, levando a que a amplitude de valores da fácies I seja maior do que as outras fácies e que a amplitude da fácies V seja menor (figura 5.7). Os histogramas utilizados são plausíveis mas deverão ser adaptados quando estes valores são conhecidos.

5.6.2 Simulações de teste

- As simulações de teste permitiram verificar que os parâmetros dimensão máxima do *template*, dimensão dos intervalos das classes de ângulos azimutais (e consequentemente o número de classes), distância máxima admissível aos pontos de controlo e a trajetória dos *templates* afetam os resultados obtidos pelas simulações.
- Na tomada de decisões acerca destes parâmetros devem-se fazer testes específicos para o caso de estudo em causa, assim como devem ter-se em conta tanto os resultados obtidos como a velocidade e capacidade computacional exigida. Mesmo assim refira-se que em todos os exemplos testados a execução mesmo para 25 canais e extração das fácies à escala deste reservatório demora menos de três minutos.
- Nos exemplos testados na simulação da trajetória do complexo, os *templates* de máximo de cinco células eram demasiado pequenos para reproduzir os padrões da imagem de treino (figura 5.8). Os resultados dos desvios entre a imagem de treino e as simulações corroboram este mesmo facto (figura 5.11). Os resultados obtidos com *templates* de dimensões máximas de 10 e 15 células foram bastante eficientes, aproximando-se da localização da trajetória de treino mesmo sem o condicionamento aos pontos de controlo (figura 5.8). No entanto, quando os *templates* começam a ser demasiado grandes, as imagens simuladas passam a ser muito similares tanto entre si como com a imagem de treino o que desvirtua a simulação. Quanto à variação das dimensões das classes de ângulos azimutais, as classes de dimensões mais pequenas apresentavam menores desvios entre a imagem de treino e as simulações (figura

5.12). Quanto menor for o intervalo da classe menor é a amplitude de valores dos resíduos (por exemplo, no caso de classes de azimutes com 5° cada, os resíduos variam entre -2.5 a 2.5) o que, neste caso, leva a uma aproximação maior da imagem de treino.

- Nas simulações de teste das linhas centrais dos canais turbidíticos foi verificado que, mais uma vez, um *template* de dimensão máxima de 5 células era demasiado pequeno para a representação da imagem de treino (figura 5.14). Contudo, de acordo com os gráficos dos desvios (figura 5.15), não foram os *templates* de maiores dimensões máximas testadas (15 e 20) que deram os melhores resultados, mas sim o de 10. O que acontece é que, por vezes, no processo de simulação com *templates* maiores, a imagem simulada aparenta repetir um padrão da imagem de treino e quando se comparam a imagem simulada com a imagem de treino existe afastamento porque muitos troços da imagem de treino não têm correspondência nas imagens simuladas. Em síntese, *templates* muito grandes repetem padrões nos resultados o que não é desejável. Provavelmente no caso dos intervalos das classes de ângulos azimutais ocorre um processo semelhante. Foi verificado que para intervalo testado de maior dimensão, os desvios eram maiores, no entanto não foi o de menor dimensão (5°) que apresentou os menores desvios mas sim o de 10° (figura 5.16).
- Nos gráficos dos desvios, é notório um aumento exponencial dos desvios entre a imagem de treino e as imagens simuladas, à medida que a dimensão das sequências utilizadas para comparação aumenta. Isto ocorre porque, para pequenas sequências, é mais fácil encontrar sequências similares entre a imagem de treino e as imagens simuladas, mas para dimensões maiores, muito maiores do que o tamanho do *template* utilizado, o afastamento é notório mas é desejável porque se trata de um processo de simulação.

5.6.3 Simulação da morfologia dos canais e distribuição das fácies no reservatório

- Foi decidido que a linha da trajetória do complexo de canais deveria ser regularizada para segmentos de reta de 100m cada porque, como não apresentava sinuosidade elevada, esta dimensão de segmentos de reta era suficiente para que a linha da trajetória não fosse muito alterada aquando do processo de regularização para retas de igual comprimento. Além disso, uma maior dimensão dos segmentos não torna o processo tão exigente a nível computacional. Já a linha central do canal turbidítico apresenta uma sinuosidade bastante elevada e por esse motivo teve de se seleccionar uma dimensão muito mais pequena para os segmentos de reta (neste caso de estudo, de 25m cada). O CHOMS v2.0 permite qualquer dimensão para o suporte.

- Com o aumento do número de canais turbidíticos na simulação, as proporções das fácies / regiões I, II, III e V aumentam, o que é acompanhado pelo decréscimo da proporção da região complementar aos canais, a região V (tabela 5.3, figura 5.20 e figura 5.21).
- Nos resultados das simulações, as fácies dos canais mais recentes (a menores profundidades no reservatório) prevalecem sobre as dos mais antigos (a maiores profundidades no reservatório) (figura 5.21 e figura 5.23), o que está de acordo com o processo de aggradação vertical muito comum neste tipo de canais, uma vez que os mais recentes escavam parte dos mais antigos e voltam a preenche-los. Isto é bastante importante posteriormente, na fase da simulação das propriedades petrofísicas que são bastante dependentes da morfologia e fácies dos canais.
- Os canais turbidíticos foram simulados com diferentes larguras e espessuras, de acordo com os valores resultantes da simulação destas dimensões por SSD. Este facto é visível nas imagens, tanto em planta como em secção (figura 5.21).
- Para o modelo conceptual considerado, a região I dos canais, que é a de maiores dimensões no modelo conceptual de fácies, é a região de dentro dos canais que possui maiores proporções nas simulações, enquanto que a IV, que corresponde às zonas mais marginais dos canais e a de menores dimensões no modelo conceptual é a que possui menores proporções (tabela 5.3, figura 5.20 e figura 5.22).
- A variação das proporções para as quatro regiões de canal seguem aproximadamente o mesmo comportamento, ou seja, se uma das quatro diminui de proporção, as outras três também diminuem, o que coincide com um aumento da proporção da região V, complementar aos canais (figura 5.22). No entanto, pode haver casos em que isto não acontece e a região I aumenta a sua proporção enquanto as regiões II, III e IV descem. Este facto pode estar relacionado com uma maior concentração dos canais, o que leva à erosão das partes superiores dos canais mais antigos.

5.6.4 Avaliação da porosidade e da permeabilidade

- As imagens resultantes das simulações das propriedades petrofísicas são concordantes com as imagens da morfologia e distribuição das fácies nos canais, o que demonstra a eficácia da metodologia utilizada (figura 5.24 e figura 5.25).
- O procedimento utilizado para o cálculo das reservas potenciais permitiu relacionar a porosidade com a permeabilidade a partir da definição de um *geobody* principal (corpo de alta permeabilidade de maior dimensão) obtido a partir de um valor de corte da permeabilidade e junção de blocos adjacentes. Isto é bastante importante uma vez que, no cálculo das reservas, não se pode considerar apenas a porosidade e a permeabilidade dos blocos isoladamente mas

também se deve ter em conta o volume de rocha conectada, com uma permeabilidade mínima considerada adequada.

- Neste caso de estudo foi utilizada a porosidade média do *geobody* principal para o cálculo das reservas. Importa referir que uma diminuição de canais simulados levaria à diminuição da porosidade média dos blocos, uma vez que o preenchimento de cada bloco por canais seria menor.
- Para este caso de estudo foi decidido um valor de corte de 10mD, no entanto este valor deve ser ajustado a cada caso de estudo. Contudo, há que ter em conta que a variação deste valor de corte irá fazer variar o volume de rocha do *geobody* principal também por gerar mais fragmentação, ou seja, um valor de corte muito elevado irá certamente levar a uma menor quantidade de reservas calculadas. A título de exemplo, apresenta-se na figura 5.19 uma imagem 3D de uma simulação com a atribuição das fácies nos canais e nas figuras 5.26 e 5.27 imagens 3D das porções dos canais para valores de corte da porosidade de 5, 15 e 25% e de permeabilidade de 50, 250 e 500mD, respetivamente. Estas imagens demonstram que quanto maior for o valor de corte, menor é a fração de canais que apresentam permeabilidades e porosidades superiores ao valor estipulado.
- Importa referir que nos simuladores de fluxo torna-se difícil inserir todo o conjunto de simulações das propriedades petrofísicas. Por esse motivo, o procedimento utilizado de identificação de *geobodies* com um valor de corte da permeabilidade e o cálculo da porosidade média do *geobody* principal para a estimação das reservas potenciais permite a seleção das realizações peculiares que devem ser analisadas.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta dissertação foi apresentada uma metodologia desenvolvida a partir de um algoritmo inovador e eficaz para a simulação de complexos de canais turbidíticos, um tema de investigação arrojado e atual.

O algoritmo proposto simula a trajetória do complexo e, posteriormente, as trajetórias dos canais turbidíticos individuais (condicionados aos pontos da trajetória do complexo) através de simulação por estatísticas multiponto de classes de ângulos azimutais de imagens de treino. Desta forma, é ultrapassada a problemática dos ângulos azimutais serem uma variável contínua circular, uma vez que são convertidos para variáveis categóricas, como classes de azimuth. Além disso, como o algoritmo opera a 1D, torna-se bastante eficiente a nível computacional.

As estatísticas multiponto retiradas das imagens de treino são armazenadas numa estrutura dinâmica de dados - a árvore de busca - permitindo que a dimensão máxima do *template* possa ser alterada a qualquer momento pelo utilizador. No entanto, torna-se importante referir que esta dimensão deve ser bem ponderada e testada, uma vez que influencia bastante os resultados obtidos.

Após a geração do modelo morfológico, este é convertido para uma malha de blocos de elevada resolução, aos quais são atribuídas as regiões de fácies de um modelo conceptual de zonamento da secção do canal. O modelo global de fácies condiciona posteriormente as imagens das propriedades petrofísicas, geradas por SSD com histogramas locais. Após serem obtidos os modelos de porosidade e permeabilidade na malha de alta resolução, é realizado o *upscaling* das propriedades para uma malha de blocos de menor resolução, o que permite a sua utilização em simuladores de fluxo. O processo de *upscaling* da permeabilidade permite gerar o tensor da propriedade a partir da permeabilidade isotrópica a pequena escala.

O facto da simulação morfológica se desenvolver em duas etapas (primeiro a trajetória do complexo e, posteriormente, as trajetórias das linhas centrais dos canais condicionadas ao complexo), das fácies serem atribuídas de forma sequencial, prevalecendo as dos canais mais recentes sobre as dos mais antigos, e o modelo categórico obtido condicionar as propriedades petrofísicas, constituem importantes inovações no âmbito da geração de modelos deste tipo de reservatórios.

Como demonstrado através do capítulo “5. Caso de Estudo”, em que se utilizaram imagens de sísmica 3D para a extração de leis das dimensões largura e espessura e para a digitalização das imagens de treino, o estado atual do algoritmo permite a sua aplicação de forma eficaz à dimensão de reservatórios reais. De facto, a simulação do modelo morfológico do complexo com 25 canais turbidíticos e a sua conversão para modelo de fácies foi executada em tempos inferiores a três minutos e cada realização de propriedades petrofísicas demora cerca de quatro minutos.

Após o *upscaling* da porosidade e da permeabilidade, o processo de identificação de um *geobody* principal, resultante da aglomeração de blocos adjacentes de permeabilidade superior a um valor de

CAPÍTULO 5

corte pré-definido, e o cálculo da porosidade média desse mesmo *geobody*, possibilitou a quantificação das reservas potenciais para cada cenário de porosidade e permeabilidade correspondentes ao mesmo modelo morfológico. Este procedimento pode ser considerado como uma forma expedita de avaliação da incerteza das simulações das propriedades, traduzida como a diferença entre a produção do cenário otimista e do cenário pessimista.

Apesar da aplicação ao caso de estudo apresentado nesta dissertação ser parcialmente real, uma vez que seria necessária uma análise mais exaustiva de informação sísmica e de dados de poços, o que ultrapassa os objetivos deste trabalho, ficou comprovado o grande potencial desta metodologia. Por este motivo, é esperado o seu reconhecimento como opção alternativa aos métodos de simulação utilizados atualmente, permitindo que o utilizador introduza as imagens de treino que desejar (como linhas poligonais abertas), defina os parâmetros de simulação e estabeleça as leis de distribuição das dimensões e propriedades petrofísicas, adequadas ao caso em estudo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C., Mohrig, D. (2003) Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 631-648.
- Almeida, J. A. (1999) Use of geostatistical models to improve reservoir description and flow simulation in heterogeneous oil fields. Tese de doutoramento, IST, 161 p.
- Almeida, J. A. (2010) Stochastic simulation methods for characterization of lithoclasses in carbonate reservoirs. *Earth Science Reviews*, 101, 250-270.
- Alves, F., Almeida, J. A., Silva, A. P. (2014) Simulation of acoustic impedance images by stochastic inversion of post-stack seismic reflection amplitudes and well data. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 121, 52-65.
- Anderson, J. E., Cartwright, J., Drysdall, S. J., Vivian, N. (2000) Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 1165-1203.
- Anka, Z., Séranne, M. (2004) Reconnaissance study of the ancient Zaire (Congo) deep-sea fan (ZaiAngo Project). *Marine Geology*, 209, 223-244.
- Anka, Z., Séranne, M., Lopez, M., Scheck-Wenderoth, M., Savoye, B. (2009) The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). *Tectonophysics*, 470, 42-56.
- Archer, J. S., Wall, C. G. (1986) *Petroleum Engineering Principles and Practice*. Ed. Graham and Trotman, Alden Press, Oxford, 362p.
- Arpat, G. (2005) Sequential simulation with patterns. Tese de doutoramento, Stanford University, 184p.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B. (2002) Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 445-467.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M. (2010) Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (ZaiAngo Project). *Journal of Sedimentary Research*, 80, 852-866.
- Beglinger, S., Doust, H., Cloetingh, S. (2012) Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 30, 1-25.
- Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T., Guillocheau, F. (2004) The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and

CAPÍTULO 7

- Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin) *Marine and Petroleum Geology*, 21, 327-348.
- Brownfield, M., Charpentier, R. (2006) Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa. U. S. Geological Survey Bulletin 2207-B, 52p.
- Caers, J., Avseth, P., Mukerji, T. (2001) Geostatistical integration of rock physics, seismic amplitudes, and geologic models in North Sea turbidite systems. *The Leading Edge*, 20 (3), 308-312.
- Caers, J. (2011) *Modeling uncertainty in the Earth Sciences*. Wiley-Blackwell, 229 p.
- Duval, B., Cramez, C., Jackson M. (1992) Raft tectonic in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9, 389-404.
- Deutsch, C.V., Wang, L. (1996) Hierarchical object based stochastic modeling of fluvial reservoirs. *Mathematical Geology*, 28, 857-880.
- Gluyas, J., Swarbrick, R. (2004) *Petroleum Geoscience*. Blackweel Science Ltd., Oxford, 349p.
- Goovaerts, P. (1997) *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York, 480p.
- Guardiano, F., Srivastava, M. (1993) Multivariate geostatistics: Beyond bivariate moments. In: Soares, A. (eds.) *Geostatistics-Troia*. Kluwer Academic Publications, Dordrecht, pp. 133-144.
- Hashemi, S., Javaherian, A., Ataee-pour, M., Tahmasebi, P., Khoshdel, H. (2014) Channel characterization using multiple-point geostatistics, neural network, and modern analogy: A case study from a carbonate reservoir, southwest Iran. *Journal of Applied Geophysics*, 111, 47-58.
- Horta, A., Caeiro, M. H., Nunes, R., Soares, A. (2010) Simulation of continuous variables at meander structures: application to contaminated sediments of a lagoon. In: Atkison, P., Lloyd C. (eds.), *geoEnv VII – Geostatistics for Environmental Applications*. *Quantitative Geology and Geostatistics*, 16, 161-172.
- Huc, A. Y. (2004) Petroleum in the South Atlantic. *Oil & Gas Science and Technology*, 59 (3), 243-253.
- Kneller, B. (2003) The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 901-910.
- Kolla, V., Posamentier, H. W., Wood, L. J. (2007) Deep-water and fluvial sinuous channels – Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 388-405.
- Kuznetsova, A. (2012) *Stochastic simulation of the morphology of fluvial sand channels reservoirs*. Tese de mestrado, FCT-UNL, 78p.

- Kuznetsova, A., Almeida, J. A., Legoinha, P. (2014) Improved realism of channel morphology in object modelling with analogue data constraints. ECMOR XIV-14th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery.
- Labourdet, R., Poncet, J., Seguin, J., Temple, F., Hegre, J., Irving, A. (2006) Three-dimensional modelling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulations. *Petroleum Geoscience*, 12, 335-345.
- Leeder, M. (1999) *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 592 p.
- Liu, Y. (2006) Using the SNESIM program for multiple-point statistical simulation. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1544-1563.
- Luis, J., Almeida, J. A. (1997) Stochastic characterization of fluvial sand channels. In: Baafi, E. Y., Schofield, N. A., (eds.) *Geostatistics Wollongong'96*, Volume 1, Kluwer Academic Publ., Netherlands, pp. 477-488.
- Mariethoz, G., Comunian, A., Irarrazaval, I., Renard, P. (2014) Analog-based meandering channel simulation. *Water Resources Research*, 50, 836-854.
- Mayall, M., Jones, E., Casey, M. (2006) Turbidite channel reservoirs – Key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 821-841.
- McHargue, T., Pyrcz, M. J., Sullivan, M. D., Clark, J. D., Fildani, A., Romans, B. W., Covault, J. A., Levy, M., Posamentier, H. W., Drinkwater, N. J. (2011) Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 728-743.
- Morse, D. (1994) Siliciclastic Reservoir Rocks. In Magoon, L., Dow, W., (eds.) *The petroleum system – from source to trap*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 74101: AAPG Memoire, 60, 121-139.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L. (1999) Na Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective. AAPG Continuing Education. Course Note Series #39. Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 61 p.
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd edn. Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nunes, R., Almeida, J. A. (2010) Parallelization of sequential Gaussian, indicator and direct simulation algorithms. *Computers & Geosciences*, 36(8), 1042-1052.
- Nyamapfumba, M., McMechan, G. A. (2012) Gas hydrate and free gas petroleum system in 3D seismic data, offshore Angola. *Geophysics*, 77 (6), 55-63.
- Pierson, T. C., Costa, J. E., (1987) A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In Costa, J. E., Wiczorek, G. F. (eds.) *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, vol. VII, 1–12.

CAPÍTULO 7

- Posamentier, H, Kolla, V. (2003) Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3), 367-388.
- Pyrzcz, M., Deutsch, C. (2014) *Geostatistical reservoir modeling*, 2nd ed. Oxford University Press, 433 p.
- Quininha, M. (2015) Simulação de estruturas meandriformes por objetos e estatísticas multiponto e avaliação da porosidade – aplicação a reservatórios siliciclásticos. Tese de mestrado, FCT/UNL, 85 p.
- Quininha, M., Almeida, J. A., Legoinha, P. (2015) Multipoint statistics of azimuth angle classes: an application to the simulation of channel structures and the evaluation of porosity in siliciclastic reservoirs. 17th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences.
- Reading, H. G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edn. Blackwell Science Ltd., Oxford, 704 p.
- Renard, P., Mariethoz, G. (2014) Special Issue on 20 years of multiple-point statistics: part 1. *Mathematical Geosciences*, 46, 129-131.
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H. (1998) Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 689-717.
- Roxo, S. (2011) Integração de informação secundária na modelação geoestatística da qualidade de solos em locais potencialmente contaminados. Aplicação à área subjacente de uma antiga refinaria. Tese de mestrado, FCT-UNL, 64p.
- Sanders, J. E. (1965) Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. *In* Middleton, G.V. (ed.) *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, vol. 12, 192–219.
- Savoye, B., Babonneau, N., Dennielou, B., Bez, M. (2009) Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep-Sea Research II*, 56, 2169-2182.
- Selley, R. C. (2000) *Applied Sedimentology*. Academic Press, San Diego, 523 p.
- Shanmugam, G. (1996) High-density Turbidity Currents: are they sandy debris-flows?. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, 2-10.
- Shanmugam, G. (1997) The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42, 201-229.
- Shanmugam, G. (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342.

- Shanmugam, G. (2002) Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58, 311-341.
- Soares, A. (1990) Geostatistical estimation of orebody geometry: morphological kriging. *Mathematical Geology*, 22(7), 787-802.
- Soares, A. (2001) Direct Sequential Simulation and Cosimulation. *Mathematical Geology*, 33(8), 911-926.
- Soares, A. (2006) *Geoestatística para as ciências da Terra e do ambiente*, 2ª ed., Instituto Superior Técnico Press, Lisboa, 214p.
- Stow, D., Mayall, M. (2000) Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135.
- Weimer, P., Slatt, R. M. (2004) *Petroleum Systems of Deepwater Settings*. Distinguished Instructor Short Course. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Strebelle, S. (2002) Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point geostatistics. *Mathematical Geology*, 34, 1-22.
- Valle, P. J., Gjølberg, J. G., Helland-Hansen, W. (2001) Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 909-927.
- Wynn, R. B., Cronin, B. T., Peakall, J. (2007) Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 341-387.
- Zuodong, L., Jianghai, L. (2011) Control of salt structures on hydrocarbons in the passive continental margin of West Africa. *Petroleum Exploration and Development*, 38 (2), 196-202.

ANEXO I: Suporte Teórico dos Métodos Geoestatísticos Utilizados

1. ANÁLISE DA CONTINUIDADE ESPACIAL

O principal objetivo da Geoestatística consiste na avaliação da continuidade espacial das características de um recurso natural ou fenômeno espacial e apresentar a incerteza local ou global associada a essa avaliação.

Um processo de modelação geoestatística envolve os seguintes pontos:

1. Análise exploratória de dados;
2. Análise estrutural (cálculo de variogramas e ajuste a um modelo teórico);
3. Previsão (estimação por krigagem ou simulação).

Neste processo pretende-se converter um valor hipotético z de cada local x não amostrado, numa realização de uma variável aleatória $Z(x)$. A lei de distribuição da variável, dependente da localização, permite modelar e compreender a sua variabilidade espacial.

De acordo com Soares (2006), os diagramas de representação calculados através do biponto (par de pontos separados por um vetor h) são dos estatísticos que contêm melhor informação acerca da continuidade espacial de $Z(x)$ em diferentes direções. Estes diagramas são representados por nuvens de dispersão, que se tornam mais dispersas quanto menor for a correlação espacial entre as amostras. Contudo torna-se essencial sintetizar a informação dos diagramas em instrumentos que permitam a visualização destas nuvens de dispersão com a evolução da distância h e é aí que surge o conceito de estimador do variograma (ou semivariograma), calculado pela média aritmética do quadrado das diferenças entre $Z(x)$ e $Z(x+h)$:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [Z(x_{\alpha}) - Z(x_{\alpha} + h)]^2$$

onde $N(h)$ é o número de pares de pontos para cada valor de h . A análise pode ser realizada para várias direções de h , proporcionando uma avaliação em diferentes direções do espaço.

Após o cálculo do variograma é necessário proceder-se ao seu ajustamento a uma função teórica (esférica, exponencial, gaussiana ou outra), ou seja, a uma curva atenuada média que dependa de um reduzido número de parâmetros. Esta é uma etapa fundamental uma vez que o seu objetivo é modelizar e sintetizar os principais padrões da continuidade espacial da variável em estudo.

A representação gráfica do variograma permite verificar qual é a distância máxima até onde existe correlação entre as amostras (parâmetro denominado amplitude), para além de permitir avaliar

anisotropias e a existência do efeito de pepita. Por definição, o valor do variograma para $h = 0$ é 0. No entanto pode haver situações em que a ordenada na origem é igual a uma constante C_0 (o efeito de pepita), que se deve à existência de erros de amostragem e à variabilidade a distâncias não reconhecidas pelo espaçamento das amostras (Soares, 2006; Caers, 2011).

2. SIMULAÇÃO SEQUENCIAL

Como foi anteriormente referido, a simulação geoestatística é um processo estocástico em que se gera um conjunto de imagens, com a mesma probabilidade de ocorrência, das características do recurso em estudo. As imagens simuladas devem reproduzir a variabilidade dos dados através da função de distribuição da variável (respeitando o histograma) e do variograma (que reproduz a continuidade espacial).

Desta forma, para um conjunto de valores experimentais $Z(x_\alpha)$, $\alpha = 1, \dots, n$ e um conjunto de valores simulados $Z_c(x)$, os resultados da simulação devem respeitar as seguintes condições:

- Para cada valor de z : $\text{prob}\{Z(x_\alpha) < z\} = \text{prob}\{Z_c(x) < z\}$;
- $\gamma(h) = \gamma_c(h)$, em que $\gamma(h)$ é o variograma dos valores experimentais e $\gamma_c(h)$ é o variograma dos valores simulados;
- Para qualquer localização experimental dos dados, o valor simulado $Z_c(x_\alpha)$ coincide com o valor experimental $Z(x_\alpha)$. Desta forma é garantida a passagem pelos pontos experimentais o que faz com que permaneça a influência dos valores das amostras nas imagens simuladas.

A Simulação Sequencial é baseada na aplicação da relação de Bayes generalizada para um conjunto de variáveis:

$$F(Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_N) = F(Z_1)F(Z_2|Z_1)F(Z_3|Z_1, Z_2) \dots F(Z_N|Z_1, Z_2, \dots, Z_{N-1}).$$

Se for considerado um conjunto de N variáveis aleatórias e n dados experimentais condicionantes, $F(N) = (Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_N|(n))$, o processo de simulação de N valores $F(N) = (Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_N|(n))$ de $F(N)$ é o seguinte:

1. Simulação da primeira variável z_1 a partir da função de distribuição cumulativa $F(Z_1|(n))$. Após ser simulada, esta variável irá condicionar os restantes valores e os dados condicionantes passam de n para $n + 1$;
2. Simulação da segunda variável z_2 a partir da função de distribuição cumulativa condicional $F(Z_2|(n + 1))$. Após esta segunda variável ser simulada, os dados condicionantes passam a $(n + 2) = (n + 1) + 1$;

I. SUPORTE TEÓRICO DOS MÉTODOS GEOESTATÍSTICOS UTILIZADOS

3. Repetição do processo até que todas as N variáveis estejam simuladas.

As variáveis aleatórias dependentes Z_1, \dots, Z_n , podem representar a mesma propriedade referenciada espacialmente nas N possíveis posições da malha a simular. Considerando os n dados condicionantes iniciais, a lei de distribuição conjunta das N variáveis aleatórias é $F(N) = (Z(x_1), Z(x_2), Z(x_3), \dots, Z(x_N) | (n))$. Este processo resulta do conhecimento das N funções de distribuição cumulativa condicionais:

$$\begin{aligned} & \text{prob}\{Z(x_1) < z | (n)\} \\ & \text{prob}\{Z(x_2) < z | (n+1)\} \\ & \text{prob}\{Z(x_3) < z | (n+2)\} \\ & \vdots \\ & \text{prob}\{Z(x_N) < z | (n+N-1)\} \end{aligned}$$

No entanto esta é precisamente a principal limitação para a implementação da prática de simulação sequencial (Soares, 2006).

Journal e Alabert (1989 *in* Soares, 2006) sugerem a utilização da krigagem para a estimação destas N leis cumulativas condicionais, nomeadamente a krigagem da indicatriz para variáveis categóricas e a krigagem multiGaussiana para variáveis contínuas, o que levou ao surgimento de algoritmos de Simulação Sequencial da Indicatriz (SSI) e de Simulação Sequencial Gaussiana (SSG).

Dada a aleatoriedade da sequência de simulação dos N nós e da simulação dos valores em cada nó por Monte Carlo, cada realização é independente.

3. SIMULAÇÃO E CO-SIMULAÇÃO SEQUENCIAL DIRETA

Tanto a SSI como a SSG têm a condicionante de necessitar da transformação da variável original numa variável indicatriz ou numa variável Gaussiana, respetivamente. Já no caso da Simulação Sequencial Direta (SSD), proposta por Soares (2001), não existe a necessidade de qualquer transformação. Este método utiliza as médias e as variâncias locais para construir a lei de distribuição cumulativa global $F_z(z)$ e a partir dessa lei construir novas leis de distribuição cumulativas locais $F'_z(z)$. Os intervalos de $F'_z(z)$ são centrados no valor médio local estimado por krigagem simples e têm uma amplitude que respeita a variância local estimada da krigagem simples.

ANEXO I

Um dos métodos para definir os intervalos e obter os valores simulados $z^s(x_0)$ a partir da $F'_z(z)$ é através da seleção de um subconjunto de n valores vizinhos $z(x_i)$ do histograma experimental global, em que a média e a variância dos valores é igual à média local estimada $[z(x_0)]^*$ e à variância estimada $\sigma_{ks}^2(x_0)$, respetivamente:

$$[z(x_0)]^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z(x_i) \quad e \quad \sigma_{ks}^2(x_0) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - [z(x_0)]^*]^2$$

Outro método é definir uma função auxiliar, nomeadamente uma lei de distribuição Gaussiana para fazer a amostragem dos intervalos de $F_z(z)$.

De acordo com Soares (2001, 2006), a SSD pode ser descrita sucintamente pelas seguintes etapas:

1. Definição de um percurso aleatório que visite cada nó constituinte da malha de blocos a simular;
2. Num dado nó a simular x_0 , estimar por krigagem simples a média local $[z(x_0)]^*$ e a variância local $\sigma_{ks}^2(x_0)$ condicionadas aos valores experimentais e aos nós previamente simulados (se existirem);
3. Definição dos intervalos para amostragem da lei de distribuição global $F_z(z)$ através de uma transformação Gaussiana $G([y(x_0)], \sigma_{ks}^2(x_0))$, em que $[y(x_0)]^* = \varphi([z(x_0)]^*)$, sendo φ a transformada para valores Gaussianos da variável a simular;
4. Geração do valor simulado $z^s(x_0)$:
 - a. Geração de um valor p a partir de uma lei de distribuição uniforme $U(0,1)$;
 - b. Geração de y^s através de $G([y(x_0)]^*, \sigma_{sk}^2(x_0))$;
 - c. Retorno do valor simulado $z^s(x_0) = \varphi^{-1}(y^s)$.
5. Repetição dos passos 2 a 4 até todos os nós estarem simulados.

Quando existe dependência espacial entre duas ou mais variáveis, a sua simulação deve reproduzir essa correlação para além das distribuições e variogramas individuais. Os valores das variáveis devem então ser simulados por uma simulação conjunta ou co-simulação em que admitindo a existência de duas variáveis correlacionadas $Z_1(x)$ e $Z_2(x)$, $Z_1(x)$ é simulado em primeiro lugar por um método de simulação sequencial e em seguida procede-se à simulação sequencial de $Z_2(x)$ condicionada aos valores previamente simulados de $Z_1(x)$. No processo de Co-SSD, após serem obtidas as imagens de $Z_1(x)$ por SSD, o mesmo algoritmo é aplicado a $Z_2(x)$, assumindo uma das imagens da primeira

I. SUPORTE TEÓRICO DOS MÉTODOS GEOESTATÍSTICOS UTILIZADOS

variável como secundária e com uma correlação espacial entre as duas variáveis. Os valores da segunda variável são simulados em qualquer localização x_0 , utilizando leis de distribuição condicionais aos valores previamente simulados de $Z_2(x)$ e aos valores de $Z_1(x)$. Neste processo é utilizada a co-krigagem co-localizada simples para o cálculo da média e variância locais da segunda variável, $[z_2(x_0)^*]_{cks}$ e $\sigma_{cks}^2(x_0)$, respetivamente.